

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

地下水系统分析与工程

Groundwater System and Engineering

万新南 等 编著



四川大学出版社

封面设计 


普通高等教育“十一五”国家级规划教材

Groundwater
System and Engineering

地下水系统分析与工程

ISBN 978-7-5614-5109-0



定价: 38.00元



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

地下水系统分析与工程

Groundwater System and Engineering

万新南　余永红　夏克勤
李　晓　杨　菊　杨艳娜　编著





四川大学出版社

责任编辑:周树琴
责任校对:段悟吾
封面设计:墨创文化
责任印制:李　平

图书在版编目(CIP)数据

地下水系统分析与工程 / 万新南主编. —成都:
四川大学出版社, 2010.12
ISBN 978-7-5614-5109-0

Ⅰ.①地… Ⅱ.①万… Ⅲ.①地下水-系统分析-高等学校-教材 Ⅳ.①P641.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2010) 第 252436 号

内容简介

本书为"普通高等教育'十一五'国家级规划教材",全书共八章,主要介绍水循环及结构模型,水文要素的系统调查与研究方法,地下水系统的调查及勘察技术,地下水动态与均衡研究,地下水资源的系统评价,地下水系统开发与疏排工程,地下水开发及疏排引起的环境效应与评价,地下水环境修复与治理工程等。本书以系统理论思想为主导,从实际出发,讨论了重大的地下水系统研究方法、地下水开发、矿山隧道疏排水及地下水环境修复等工程问题。特别是本书融入了作者近年西部构造与地形复杂区地下水研究的一系列科学研究成果及国内外最新地下水研究的新进展与新方法,涉及内容较广,富有时代感。本书打破了原水文地质教材的编写架构,同时保留并加强了部分原《水文地质学》教材的重要经典内容。

本书可作为与地下水工程相关专业的高等院校本科生教材,其中部分内容理论性较深,可作为水文地质专业硕士、博士及相关学科专业人员提高自身专业技能或研究的参考书。

书名　地下水系统分析与工程

主　　编　万新南
出　　版　四川大学出版社
地　　址　成都市一环路南一段 24 号 (610065)
发　　行　四川大学出版社
书　　号　ISBN 978-7-5614-5109-0
印　　刷　郫县犀浦印刷厂
成品尺寸　185 mm×260 mm
印　　张　21.5
字　　数　491 千字
版　　次　2010 年 12 月第 1 版
印　　次　2010 年 12 月第 1 次印刷
印　　数　0 001～3 000 册
定　　价　38.00 元

◆读者邮购本书,请与本社发行科联系。电 话:85408408/85401670/85408023　邮政编码:610065
◆本社图书如有印装质量问题,请寄回出版社调换。
◆网址:www.scupress.com.cn

前 言

本书为“普通高等教育‘十一五’国家级规划教材”，是在房佩贤、王家昌等编写《专门水文地质学》，地质出版社，1987、1996、2005年；宋焕荣、万新南、夏克勤编写《水资源勘察及开发利用》，成都理工学院内部教材，1996年；徐恒力、万新南等编写《水资源开发与保护》，地质出版社，2001年等教材基础上，根据近年水文地质学的发展、中国西部特殊地貌、地质构造等水文地质特点及作者数十年的科学研究成果，重新编著的一本以地下水系统为主线，应用性较强，含盖面较广，内容适中且与其他类似教材有别，具有自身特色的专业水文地质教材。

全书共八章，重点从概念与数学的系统性上完善了水文循环结构模型，提出了以植被为中心的生态水层参与水文循环的重要作用，特别是降水在生态水层的控制下对地表水与地下水的分配，从实用意义上与科学理论上完善了“三水转换”的过程，即通过生态水层的调节、缓存、分配功能，实现降水转换成地表水与地下水，从而得到了具有实用意义的“四水转换”（降水、生态水、地表水及地下水相互转换）的概念。因此在与地下水问题有关的水文要素的系统调查方面不止限于植被的调查，而是大篇幅地增加了以植被为中心的对生态水层的调查与研究，并结合地表水文学方法引进与充实了降雨调查、地表水调查等内容。

在第3章“地下水系统的调查及勘察技术”中，针对中国西部水文地质构造复杂、地形起伏多变、岩溶发育等特点增加了相关研究方法与实例，并且将中国西部水文地质特点贯穿于全书各章内容。对较为传统的第4、第5章“地下水动态与均衡研究”，“地下水资源的系统评价”中也增加了适于西部复杂水文地质单元的水均衡与水资源评价方法及相关实例。第6章“地下水开发与疏排工程”除汇集了以上教材的精华部分外，还根据地下水资源开发取水、矿山疏排水及地下隧道开发工程疏水的研究特点与共性，把矿床水文地质研究与隧道疏排水研究统一纳入“疏排水工程”进行系统讨论，避免了认为“矿床水文地质学”具有“独立性”的误解，使地下水研究更具系统性，便于读者易于应用基本水文地质知识解决“以取水为同一目的”的地下水“开发”与“疏排”两个逆问题（一个作为开发资源从地下取水、一个作为排除水害从地下疏水，实际上两者都是消耗地下水，只是“取水”的强度要求不同）。在第7章“地下水开发、疏排的环境效应与评价”中系统引进了环境评价的一系列新观点新方法，系统地介绍了地下水环境评价方法，并针对目前应用较广的“模糊数学评价方法”的本身进行了评价与改进，拓宽了地下水环境评价的思路。第8章“地下水环境修复与治理工程”由美籍华裔余永红博士（美国伊利诺州水动力研究服务有限股份公司工程总经理兼公司副主席，Hydrodynamics Consultants，Ins，Illinois，USA）用英文撰写，由陈利娟、朱静、张

会明、刘峰等研究生初步译成中文后，由万新南校正并部分重编，并得到余永红博士认同。该章融汇了美国及他本人多年在地下水环境修复工程技术领域的最新进展与实用方法，首次无保留地介绍到中国，为中国松散沉积区地下水环境保护、治理奠定了理论与技术基础。其余各章节由万新南、夏克勤、李晓、杨菊、杨艳娜等各有侧重共同编写，全书由万新南统稿，并经课堂实际应用一年，再次修改定稿，全书凝聚了参编者多年的心血与智慧。虽想力求做到尽善尽美，但仍难免错漏之处，敬请读者、专家批评斧正。

为保证本书内容、概念及文字表述的准确与精炼，该书前后历时近五年，参考了国内外大量的有关教科书、专著、论文及未正式出版的科学研究报告。本书内容丰富、知识面较广，其中介绍的大部分数学研究方法虽已为多届环境水文地质学本科毕业生毕业论文应用，并经过通俗易懂的编改，但与同类教材相比，可能具有一定的深度，并超出本科教学范围。对于与地下水专业相关的高等院校的本科生教学，教师可对全书内容进行筛选，对教材中部分较深、较难的专业内容可指导优秀本科生选修或作为学生毕业就业后参考。教材目标是使学生在本科阶段对地下水研究有一个较系统的了解。本教材的编著宗旨是：不仅是一本较好的本科教学教材，也是一本中国西部地区从事水文地质工程地质科技研究人员的适用性参考书。

学海艰辛云与路，科界成器图与文。成功中自有四川大学出版社，特别是周树琴女士从立项到出版各环节给予本教材的多方帮助与支持，还有石岩、苏君博、刘珊、黄頔、陈利娟、朱静、张会明、苏潇、任欣、刘峰、邓琼、熊斌等水文地质、环境水文学专业研究生的参与及辛勤劳动，如资料的翻译、扫描、识别、制图等工作，作者一并向他们表示衷心感谢！

万新南

2010 年 12 月

目　录

第1章　水圈与水循环系统

1.1　水　圈

在环境研究领域往往把地球分为四大圈层：大气圈、水圈、生物圈与岩石圈，而水圈是勾通各圈层最重要的纽带。

据地球起源的研究，早在50亿年前，地球温度极高，尚处于熔融状态，在地球温度逐渐冷却的过程中，物质发生分异，一些相对难熔馏的重组份聚集、下沉，构成地幔物质，易熔馏的轻组份被挤到外层，在接近地球浅部时，不断富集并分异出水汽和易挥发物质。随着地壳温度的持续下降，水分开始成低温气态水飘逸在地球外圈、或成液态水聚集在地球表面和浅部岩石的空隙中，形成水圈。水圈形成之后，生物圈也就在地球表层开始了它的成长演化过程。从此，由于生物圈与水圈间的相互影响，地球上的水分分布与存在方式发生了根本性的改变，出现了复杂的水分循环模式，即地球表部层圈（包括岩石圈上部、水圈、生物圈和大气圈）的水分循环以及表部层圈和深部层圈之间的水分循环。

目前所指地球水圈主要指地球表面的降水（包括固态冰雪、降雨、蒸发、凝结等）以及湿地（包括江、河、湖、沼泽以及陆地人造水域）、海洋，而属于以上各水转化、缓存的“过渡水”形式则是与生物圈特别是植被有关的“生态水”与“地下水”系统，它们是一个可以相互转换且随时间而变化的整体系统或称作一个统一的水圈。

1.2　水文循环系统

1.2.1　水文循环的复杂性

在水文循环中，大气环流使一些地区成为水汽源区——如海洋，其蒸发量大于降水量，而另一些地区成为水汽聚集区——如陆地，其蒸发量小于降水量。显然海洋蒸发是大气中水汽的主要来源。海洋提供的水汽有8%～15%被大气环流输送到大陆上空，形成大陆总降水量的89%，大陆降水量的另外11%是由大陆本身蒸发形成。海洋向陆地输送水汽不是单方向的，在海洋蒸发的水汽输送到陆地上空的同时，陆地上空的水汽也借助气流飘向海洋，只不过海洋向陆地的有效水汽（可形成降水的水汽）输送量较大而已。海洋蒸发的水汽进入大陆上空后，先在海洋边缘地区致雨，其余的水汽随气流向内陆推进，并在中途不断形成降水过程，于是愈向内陆大气中的海洋水汽愈少，以至不能单独形成雨雪。内陆腹地的降水主要靠局域或地区性的水循环维持，所以，有的地区降水稀少、径流量小而成为干旱缺水地区（图1-1）。

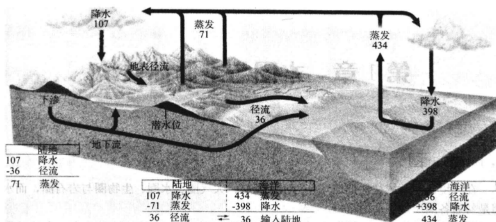


图 1－1 复杂的水文循环系统（引自 Understnding Earth 3th Edi. Frank Press. Raymand Siever，2002）

图中数字为水量绝对值，单位为 1000 km³/a，计算表为水量平衡式。

1.2.2 水文循环的类型

水文循环是地球表部层圈水运动的基本形式。水通过蒸发、水汽输送、降水、蓄渗、根吸、汇流等水文过程紧密联系、相互转化，形成一个庞大的动态系统。水文循环可根据循环途径和规模分为大循环、小循环。

1.2.2.1 水文大循环

海洋表面从太阳获得能量，水分蒸发逸入大气，并通过大气环流漂移到陆地上空，在一定条件下凝结，以降水的形式降落到地面。降落到地面的水，一部分形成地表径流汇入江河湖泊最终回归大海，另一部分渗入地下。渗入地下的水，部分滞留在植被层与包气带中（形成生态水层），其余的进入饱水带成为地下水，并以地下潜流或泉的形式排入江河，最终也回到海洋（图 1－2）。这种发生在海洋和陆地之间的水分循环称为水文大循环或海陆水文循环。

1.2.2.2 水文小循环

水文小循环简称小循环，是指陆地上的水或海洋水单独与大气水进行的水分循环过程。

陆地上的水，包括地表水、地下水、生态水，通过植被蒸腾或地表的蒸发作用，陆地所存水分以气态水的形式进入大气。然后，又通过降水回到陆地。这种小循环又被称为陆地水文循环。

如果海洋水通过蒸发变为大气水，然后以降水形式重归海洋，这种小循环又称海洋水文循环。

1.2.2.3 人类活动对水文循环的影响

在社会生产力高速发展，科学技术迅猛进步的今天，人类活动已成为影响水文循环的重要因素。抽取地下水、拦截河水、修建水库、引水灌溉、南水北调工程在局部甚至区域

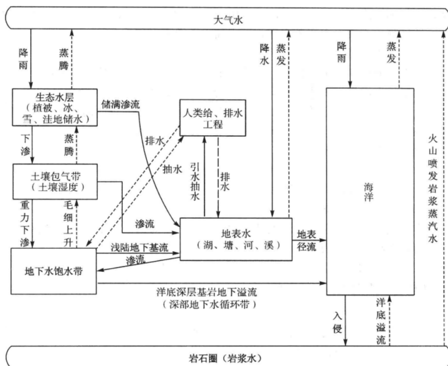


图1－2　全球水文循环概化图（据 Applied Hydrogeology 修改）

范围上改变天然水分的运移途径和各水文要素之间的水量交换关系。森林采伐、荒地垦殖、围湖造田等活动在一定程度上影响天然水分蒸腾蒸发强度以及土壤水分的分布；房屋、道路、机场等人工覆盖物也可以阻碍降水的下渗和水分的蒸发；工业废气的排放产生的温室效应和酸雨，影响湖海水分的蒸发、冰盖的消融直接或间接影响大水文循环与小水文循环的过程与速度，包括化学物质在各水体间的迁移。总之，由于人为活动的干扰，天然水循环状况会受到冲击而发生变化，其影响深度与广度不断扩大。在时间与空间上影响着水文循环的过程与方式。但并没有形成独立的“由自然水文要素与人为因素（人为的水分收支环节）组合成的水文循环过程——衍生水循环”、或称人工水文循环。其实水循环是一个自然过程，如一部“天然永动机”周而复始，它不会因人类活动作用而改变或停止；人类的排水、截流，包括污染，只是对水循环，特别是对局部流域或某个流域的小区块的子循环的一个参与干扰，而不会出现一个相对独立的循环过程。

1.2.2.4　水文循环的子系统划分

无论全球水循环，还是某流域水循环，由于地球的自转、地球气候分带特征，使其存在一系列的次一级循环系统。如以中国为中心可划为以下四个相对独立的子系统。当然，这些系统在一定条件下也会发生变化。

（1）太平洋水文循环系统

该系统的水汽源于太平洋，在季风的作用下，大量的水汽由我国东南沿海向西北方

向移动，沿途形成降水，转化的径流最终由河流自西向东注入太平洋。在它的影响下，我国东南地区降水充沛，水资源丰富，而内陆水资源相对贫乏。

（2）印度洋水文循环系统

来自西南方向的水汽也是我国水资源的重要来源之一。夏季盛行的西南季风，将印度洋深厚潮湿的水汽带入我国，影响着西南乃至中南、华南甚至河套地区的降水状况，使西南地区成为水资源丰富的地区。由它带来的水量一部分通过西南地区的河流如雅鲁藏布江、怒江等汇入印度洋，另一部分参与太平洋的水文循环。

（3）北冰洋水文循环系统

北冰洋气流一般在冬季经西伯利亚、蒙古进入我国北方地区，有时可达西湖盆地.因水汽含量较少，形成的降水量不大。

（4）鄂霍次克海水文循环系统

在春季到夏季之间，东北气流把鄂霍次克海和日本海的湿冷空气带入我国东北，使我国东北的东部和北部成为降水较多、水资源相对丰富的地区。

此外，我国西北地区尤其是西藏、青海等地。虽受太平洋水汽西移的影响，但主要在内陆水文循环的控制之下，空气中水分含量不足、降水量少，该地区水资源最为贫乏。

1.2.2.5 水文循环周期与水体更新周期

水文循环它具有一定的周期性，一般指某一水文单元水量、水位包括水质随时间变化的年周期、多年周期或长周期，这是水文单元动态变化的周期性。

通过水文循环，地球上各种水体的数量与质量将保持在时空上的相对平衡，使水也具有其特定的“年龄”，使水体的量与质在自身所储存的空间上按一定的时间进行交替更新。研究表明，各类水体的更新周期长短不一，理论上大气水的计算周期一般为 8 天，河水约为 16 天，深层地下水平均为 1400 年，而陆地冰川和永冻层的水则更长（见表 1－1）。水的更新周期与水文周期是两个不同的概念，前者是针对某一储水空间中的新水驱替老水、水量的交替过程，即某一水体中，某一年龄的水被年轻的水排挤，最终丧失全部赋存空间的过程。其水动力性质是水质点的运移，水质点运移路径愈长，运移速度愈小，老水贮留时间愈长。反之，新水取代老水的时间过程就短，更新周期也较短。

表 1－1　各类水体的更新周期

水体	更新周期	水体	更新周期
海洋	2500 年	湖泊	17 年
深层地下水	1400 年	沼泽	5 年
极地冰川和雪盖	9700 年	生态水	1 年
高山冰川	1600 年	河流	16 天
永冻层中水	10000 年	大气水	8 天
生物水	几小时		

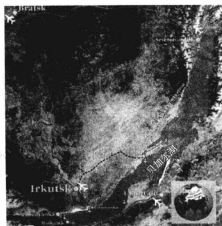
（据 UN. Water Vevelopment and Management In：Proceeding of the UN Water Conference 1977. Part 4. Oxford Programon Press，1978）

对于水质的交替更新过程与水量有所不同，一般条件下新水与介质接触的时间较短，水岩作用不够充分，水质往往具有低矿化的特点。古老的水因滞留时间长，水岩作用充分，水中离子种类相对较多且含量较大。所以，含盐量愈高，水的更新周期愈长。这一特点在地下水中表现得较明显。在地下水系统中，深层地下水或水流滞缓区地下水储存年龄偏古老，当进行地下水开采时，将引起地下水渗流场形态变化与水化学场的变化，并使深层水（古老水）所处的封闭条件遭受破坏，从而加快水的交替。水质点的运移路径改变，致使某些高矿化度水向低矿化的水域迁移，致使原先的淡水区因咸水的运移、混合，出现水质恶化现象。

1.2.2.6 深部地下水与浅部地下水（或地表水）的交替

地球表部圈层与深部圈层之间的水分周转是伴随岩石物质的运动、转移、交换而进行的。来自深部的水通过板块边缘的深断裂上升溢出地表，与此同时，在深海槽的板块俯冲带携带较多水分的地壳上部岩块又会返回地球深部，使地幔得到包括水分在内的物质补充。这种发生在地球深浅部之间的物质循环（包括其中的水分循环）统称地质循环。研究表明，在地质循环中，水分的运动途径很长，速度缓慢，周转的水量较少。研究地质循环对深入了解水的起源、演化以及地下水在各种地质过程中所起的作用有着重要的理论价值。

深部地下水与浅部地表水或地下水交替活动的一个典型例子是现俄罗斯的贝加尔湖。它是世界上最深的淡水湖泊，平均深度730 m，最大深度1680 m，淡水储量达全球淡水湖水总量的1/5。它具有由湖变“海”成“洋”的发展趋势；贝加尔湖也是地震多发区，每隔20～30年则会发生一次7～9级强震。1959年的9.5级大地震使湖底深度下降15 m～20 m。1962年的10级地震使入湖的色楞格北部河口区下沉面积达200 km^2。湖中生物物种丰富，除淡水生物外，还有相当数量的生活在咸水中的海洋生物，如海豹、龙虾等。该湖在科学研究上存在许多难解之谜（图1—3）。据最近俄中科学家共同



贝加尔湖卫星照片

图1—3 贝加尔湖深部大泉

对贝加尔湖深部科学考查，发现水下深部大泉，这应该是地壳深部地下水通过深部构造断裂补给湖水的典型水文地质现象。

1.2.2.7　水分循环的驱动机制

水分循环如同一部庞大而复杂的“永动机”不断运转，地球上的水体，由于太阳辐射作用，从太阳获得能量后产生蒸发，蒸发的水汽被气流输送到大陆上空，在适当的条件下，水分凝结、产生降水，降落到地面上的水再经过植被截流、缓存、分配与河道汇流等一系列复杂运动过程，形成径流又返回海洋，周而复始，完成陆－陆间、海－海间及海－陆间的水分循环。

水分循环的太阳辐射驱动过程的判断是通过地面辐射平衡值（B_r）来确定。

地面辐射平衡值是指地球表面得到的太阳辐射与地面的反射之差。辐射平衡值可用以下方程求得

$$B_r = (Q_d + q_c)(1 - \alpha_0) - F \quad (1-1)$$

式中：Q_d——太阳直接辐射量；

q_c——散射辐射量；

α_0——地面对太阳辐射的总反射率；

F——地面向大气的有效辐射量。

当 $B_r>0$ 时，地面热量收入大于支出，热量有盈余，地面温度升高，则以蒸发为主；当 $B_r<0$ 时，地面热量亏损，温度下降，则发生温度对流，可能降雨。

辐射平衡值的大小与地理纬度、地区的昼夜长短、地面特性和大气中的水汽含量相关。辐射平衡有日变化和年变化规律。纬度越低，辐射平衡保持正值的月份越多，纬度越高，辐射平衡保持正值的月份越少。

1.3　水文循环结构模型

1.3.1　结构模型四要素的基本概念与特征

水文循环的四要素是：降水（包括降雨、降雪、冰雹等），生态水，地表水与地下水。据有关文献资料统计：地下水占水圈总水量的 1.69%，地表水占水圈总水量的 96.554%。地表水又分为两部分：湿地（陆地地表水的总称）与海洋，湿地水为 0.014%，而海洋水为 96.54%；以淡水资源而论，地下水占 30%，而湿地淡水只占 0.3%，冰川类淡水占 68%。

（1）降水

降水是水文循环过程的主导因素，没有降水过程，则没有水文循环，因而水文循环研究实质上是研究降水的动态分配过程，是水文循环转换模型中的输入系统，大多以变量 P 表示。但该系统变化规律难以把握，一般作为一个统计量记载在水文报告中。

（2）生态水

储于生态水层（森林、植被及根系土壤层）中，有植被存在的地方都存在生态水层，它是降水进行首次储存、分配的关键，也可称为储水－配水层，该层却不被常规水文研究所重视，充其量只作为植被的水文效应略为一提。

在水资源这一大系统中，生态水（Eco－Water）是其中最活跃、最积极，也是最重要的因子。“生态水”概念在以往的教科书中或一些研究的论著中未曾出现过，但该术语不同于“生物体内水”，或“生态用水”、“环境用水”，或者是有些表格中表达的“土壤水”，而是水环境系统的一个“层次”，也就是说，随着环境研究、水资源量研究的深入，随着学科的渗透，生态水层（Eco－Water Sphere）有必要单独划出并与地表水、地下水一道进行深入研究。但该水层系统的研究又不同于农业生态学或森林水文学，前者注重其水在植物体内的循环方式、后者注重降水在树冠的截留与树杆上的直流。而生态水层研究是把生态水作为水文循环系统的一个“独立转换器”研究，是解决水资源转化定量研究的关键部分（图1－4）。

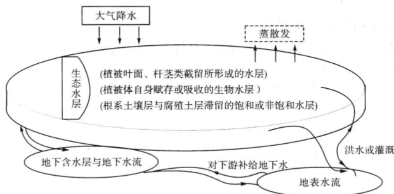


图1－4　生态水层在水循环中所处地位（有如计算机的CPU）——进行缓存、调节与分配

生态水是指与地球表层植物体紧密相关的水体，是地球水圈中的一个重要部分。地球水圈又可细分为大气水圈、地表水圈、生态水圈及地下水圈（图1－2）。生态水为地球表面植被层，包括叶面、根系、腐殖层、表层耕植土壤层及植物体本身所能截留（滞留）或涵养的水量，这部分水主要与地球表面的植被密切相关，围绕植被层形成了水循环的一个特殊转换带或过渡带，它的存在形式与运动形式有别于地表水与地下水；其水量能用于蒸发、调剂补给地表与地下水。在原始森林区，生态水层（植被层等）所截取的水量可占降水量的20%～30%，有的可达40%，其量不可低估。在水资源循环过程中，生态水的多寡，直接影响各水资源量的分配与在其储存体中滞留的时间。生态水可以分为三大部分：

① 以植物为主体的植被层（叶面、根系、腐殖层）在不同形式的降水中所能截留的水；

② 以植被宿体——根系土壤包气带层所能滞留的非饱和水；

③ 以植物体本身所拥有各种形式的生物水，生物体内所涵养的水分不直接参与地表与地下的径流，是以特殊的“生物水”运动模式影响周边气候温度环境，以蒸腾、根部吸收方式直接或间接影响降雨、地下水与地表水运动。同时又是地下水与地表水运动的重要补充。

在自然条件下，生态水层的分布具有一定的连续性，并与流域吻合成片成层分布，但由于人为的改造，该水层依人类改造的模式已呈不连续状态，表现为天然林区富水，而在砍伐区或农耕区贫水，甚至缺水。

（3）地表水

主要是指在地表以天然江、河、湖、海，包括人工水库、塘堰等形式的水体，它是直接可取的水体，是降水在生态水层进行分配转化后的最终产物之一。

（4）地下水

它是地下含水层中储存的重力水，它储存于地下岩层的孔隙、裂隙与岩溶孔洞和管道之中，可通过天然泉口外溢或通过人类有目的地开凿井孔抽取，也是降水在生态水层进行分配转化后的最终产物之一。

1.3.2 水文循环的结构模型

中国由于地域辽阔，气候、地质地貌与植被覆盖条件差异很大，因而地下水的转换模式非常复杂，为了说明其各水的转化过程，以数学概化模型表达。

地下水盆地中水资源的形成过程可以用入渗模型来描述。

1.3.2.1 降水入渗模型

一个地下水盆地降水入渗的理想化模型表示在图 1－5 中。

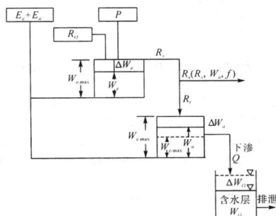


图 1－5 降水入渗模型（根据本－茨维和哥尔兹托夫）

降水入渗到达地下水面的过程，可用水经过两个“蓄水池”的过程来模拟。上一个“蓄水池” W_e 用来模拟生态水层（它包括植被储水层系与相对孤立的塘、洼地表蓄水），下一个“蓄水池”则是植被根系层以下（不包括植被根系土壤层本身）包气带土壤层（图 1－4）。降雨后，直接降落在补给区的水量 P 和虽降落在补给区外但由坡面径流汇入补给区的降水量 R_o，首先要填满地表塘、洼（它有底板隔水的塘、洼，也有底部透水的塘、洼，后者水可以入渗补给地下水），有部分则被生态水层所拦蓄。如果蓄水池原有的蓄水量为 W_e，最大蓄水量为 W_{emax}，只有当

$$P + R_0 - \Delta W_e = P + R_0 - (W_{emax} - W_e) > 0 \quad (1-2)$$

时，才能产生地表径流 R_s，它可进一步分成两部分：一部分变成河川径流 R_q，另部分变成向下的入渗量 R_f。R_q 的大小与 R_s、包气带的蓄水量 W_0、包气带的入渗率 f 等有关，它们的函数关系式表达为

$$R_q = R_q(R_s, W_0, f) \quad (1-3)$$

式中：P——直接降落在补给区的降水量；

R_0——虽未直接降落在补给区，但由坡面径流汇入补给区的降水量；

W_{emax}——生态水层最大储水量；

W_e——雨前生态水层拦蓄量，$\Delta W_e = W_{emax} - W_e$；

R_q——产流量；

R_s——地表径流；

R_f——入渗量；

W_{amax}——包气带最大蓄水量；

W_{cmax}——包气带最大持水量；

W_a——雨前包气带的含水量；

ΔW_a——雨后包气带的水分增量；

E_e——植被蒸腾－蒸发量；

E_a——土壤蒸发量；

Q——经包气带向含水层的补给量；

f——包气带的入渗率；

ΔW_G——含水层中地下水储存量的增量。

包气带也可看作另一个蓄水池 W_a。地表下渗水量 R_f 渗入包气带后，加上原来包气带的水量 W_a，变成蓄水量 $W_a + \Delta W_a$。当其值大于某一临界值 W_c（即包气带最大持水量）以后，多余部分才有可能继续入渗，转变成地下水，即对地下水产生补给。

由上述可知，不是所有的降水都能对地下水产生补给，只有当降水量 P 大于某一临界值 P_0 以后，才可能补给地下水。P_0 称临界降水量。因此可以写出入渗补给量 P_f 的表达式：

$$\left.\begin{array}{ll} \text{当 } P > P_0 \text{ 时，} & P_f = \alpha \cdot (P - P_0) \\ \text{当 } P \leqslant P_0 \text{ 时，} & P_f = 0 \end{array}\right\} \quad (1-4)$$

式中：α——影响系数。

当然生态水层和包气带层都有蒸发，分别以 E_e 和 E_a 表示，这一部分水仍回到大气中。

渗入含水层中的水，使地下水位升高，水量增加 ΔW_G。这一部分水量通过排泄点逐渐排泄，天然状态下通过泉排泄，人工开采时通过矿坑排水或水井开采排泄。平原区地下水在埋藏深度浅的地方有蒸发排泄，基岩山区补给区地下水埋藏深，蒸发排泄则很少。

1.3.2.2　农业灌溉水入渗模型

在北方平原区、成都平原区、江汉平原区等，存在大面积相当开阔平整的农耕地，

农业灌溉用水巨大，因而灌溉水的入渗成为灌区地下水的重要来源。灌溉水入渗的机制和降水入渗相似。

灌溉水入渗过程中单位时间内通过单位地表面积入渗的水量称为入渗率 ρ，其量纲为速度的量纲。入渗率和入渗时间有如下关系：开始时土壤干燥，土壤吸水速度大，水分的入渗速度最大。随后，随着供水时间的延长，土壤含水率增大，土壤吸水速度逐渐减慢，水分入渗速度也逐渐减小，以后逐渐趋于一个稳定值，见图1－6。该值称为稳定入渗率。数值上接近于渗透系数值。这可用格林-艾伯特(Green-Ampt，1911）入渗模型解释，该模型认为入渗水分的前缘为一湿润锋，锋面上的毛细管水头高度是 H_c，垂直向下。降雨后土壤饱和，渗透系数 $K(\theta)=K$ 为常数。地表积水厚 H_0，很薄，可忽略不计。按达西定律

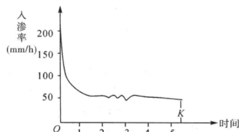


图1－6 黄土区入渗率与时间关系曲线（根据施德鸿等）

$$q(t)=v=K\frac{H_c+z}{z} \tag{1-5}$$

式中：z——湿润锋离地表的深度。

显然，因为 H_c 为定值，入渗的时间愈长，z 愈大，v 相对愈小，当 z 趋于无穷大时，v 趋于 K。

当土壤干燥时的降水入渗也有类似的情况，但灌溉入渗和降水入渗不同点是，灌溉后一般不产生地表径流。灌溉水量除一部分为作物吸收，一部分补足包气带缺水量外，其余的都入渗补给地下水。

和降水入渗补给系数类似，技术上引进了灌溉水入渗补给系数 β 的概念。β 也称灌溉回归系数，无量纲，可用下式表达

$$\beta=\frac{I_r}{I} \tag{1-6}$$

式中：I——灌溉用水量，按水层厚度计，L；

I_r——灌溉水入渗补给地下水的水量，L。

此外，地下水形成过程中还可能有河水和水库水的渗漏，融雪水和冰水入渗对地下水的侧向或越流补给等等。

1.3.2.3 四水转换系统模型

对于自然态植被覆盖良好区，生态水层发育良好，因而四水转化过程比较复杂，其模型的建立可借鉴水文学的水文预报模型，如英国专家提出的SMAR模型、美国专家提出的Sacramento模型及我国专家提出的新安江模型。为突出地下水与生态水，借鉴水文预报模型，本教材提出了四水转换系统模型。其主要思路是从降水开始，通过生态水层的缓存、分配形成了地表径流与地下径流，且后两者在一定条件下又互相转化。该结构如图1－7所示。

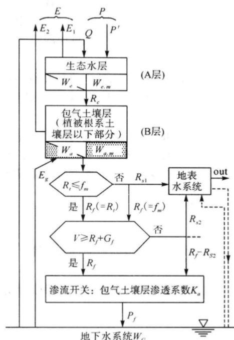


图 1－7　四水转换系统模型

1）模型的基本结构

这一模型充分考虑了以植被为中心的生态水层（简称层 A），及以植被根系土壤层以下的“包气土壤层”（简称层 B）；生态水层的蒸腾、蒸发量为 E_1；包气土壤层水分蒸发量为 E_2，E_2 与该层的蓄水量 W_a 成正比关系。以上 AB 两层的瞬时含水量（或持水量）分别为 W_e 和 W_a，其最大含水量（或持水量）分别设为 $W_{e.m}$ 与 $W_{a.m}$。假设降水入渗过程与蒸发过程都自上层至下层顺序进行。因而当流域内降水到达地面时，先满足生态水层的植被吸收、腐殖层及根系土壤层储水及生态水层的蒸腾、蒸发，剩余的降水量 R_c，补给 B 层包气土壤层，同样当 B 层土壤蓄满并满足土壤蒸发后，其所剩余的水量 R_t 才能进一步下渗补给地下水或产生地表径流，R_t 在水文学中称为总产水量。

B 层包气土壤层的渗水能力 f_m 则是地面径流 R_{s1} 能否产生的关键：当 $R_t < f_m$ 时，不产生地表径流 R_{s1}，总产水量 R_t 将全部继续下渗进入地下含水体系，转化为入渗补给地下水的水量 R_f，此时 $R_f = R_t$；当 $R_t = f_m$ 时，同样是 R_t 转化为 R_f；只有当 $R_t > f_m$ 时，f_m 将 R_t 分为地面径流 R_{s1} 和入渗补给量 R_f，此时有 $R_f = f_m$。

B 层包气土壤层由于受到生态水层的过量补给，会产生瞬时重力水，其瞬时重力蓄水能力 V 则决定能否产生表层壤中流 R_{s2}。令降水前期包气土壤层重力水蓄水量为 G_f，则当 $R_f + G_f \leqslant V$ 时，R_f 经过包气土壤层的调节后形成逐日补给地下水量 P_f。

该模型编制时所用的实测资料是季节性河流的，没有枯水径流，所以没有模拟地表径流和地下径流过程。如果枯水季节有枯水径流，可以再设一个地下水库 W'_G，通过线

性出流模拟地下径流过程，进而得到总径流的模拟全过程。

潜水蒸发 E_g 将地下水由地下水库输送到包气土壤层，补充 B 层土壤蓄水量，并参与土壤蒸发。因此，模型中的生态水层与包气土壤层的联合蒸腾蒸发就是流域的陆面蒸发。

地下水 W_G 的开采，可降低地下水位；而地下水位持续升高，它又可产生泉流 Q_s 补给地表水系统 R_s；另外用于灌溉的地下水开采量 Q，因最终要回渗地下，则 Q 看成是降雨量的一部分参加计算。

总之，该模型的物理概念比较明确。只要把逐日的降水量和蒸发能力等资料输入，经过计算，即可输出不同降雨条件下的地表径流量、逐日地下水位变化过程、逐日潜水蒸发和生态水层、包气土壤层蒸腾蒸发等水文要素。这一模型完整地反映了陆地水文循环过程与四水转换的各环节的量的变化。

2）模型中水文要素的计算

（1）流域降水量 P_1

逐日流域平均降水量，用算术平均法或面积加权法计算。

（2）地下水开采量 Q

对以往的资料，可以用实测的逐日抽水量数据；如果模型用于制订各种开采情况的规划，则用规划的数据。

（3）蒸发能力 E

蒸发能力是计算土壤蒸发和潜水蒸发的重要依据，用下式计算：

$$E = C_0 E_0 \tag{1-7}$$

式中：E_0——水面蒸发量，可用水面蒸发器的逐日观测值；

C_0——经验系数。在作物生长期，因作物的蒸散发旺盛，取 $C_0 > 1.0$；其余时期取 $C_0 = 1.0$。

（4）陆面蒸发量 E_s

陆面蒸发量 E_s 由上层生态水层蒸发量 E_{s1} 和下层土壤蒸发量 E_{s2} 相加而得，即

$$E_s = E_{s1} + E_{s2} \tag{1-8}$$

因蒸发过程自上层至下层顺序进行，一般情况下上、下两层生态水层与土壤蒸发并不同时发生，只有在时段降水量与上层生态水层蓄水量之和小于 E_s 而又不等于零时，在这一时段内的陆面蒸发量才可由两层蒸发量相加求得。E_{s1} 和 E_{s2} 分别按不同的情况用下述算式计算：

当 $P + W_e \geqslant E$ 时，

$$\left.\begin{aligned} E_{s1} &= E \\ E_{s2} &= 0 \end{aligned}\right\} \tag{1-9}$$

当 $P + W_e < E$ 时，

$$\left.\begin{aligned} E_{s1} &= P + W_e \\ E_{s2} &= (E - E_{s1}) \frac{W_a}{W_{a.m}} \end{aligned}\right\} \tag{1-10}$$

(5) 潜水蒸发量 E_g

潜水蒸发过程就是地下水向包气土壤层补充水的过程，故可把潜水蒸发看成是 B 层包气土壤层的收入项。在非饱和带内，潜水蒸发的情况取决于土水势梯度，所以流域上空近地表层的气象条件、生态水层及 B 层土壤的蓄水量和地下水的埋深是影响潜水蒸发的主要因素。

潜水蒸发量的经验公式较多，常用的阿维扬里诺夫公式为

$$E_g = E_0\left(1 - \frac{h}{h_0}\right)^n \tag{1-11}$$

式中：E_0——水面蒸发量；

h——地下水埋深；

h_0——地下水的极限埋深；

n——经验指数，与植被和岩性等有关。

根据上述概念，潜水蒸发量的经验公式必须满足以下两个边界条件：当生态水层蒸腾蒸发量为零时，表层包气土壤层的蓄水量也为零。潜水蒸发决定于气象条件和地下水埋深，与包气土壤层蓄水量无关；当生态水层蒸发达到蒸发能力，蓄水量达到上限时，包气带土水势梯度为零，潜水蒸发也必然为零。所以，可以将式（1－11）改写为

$$E_g = (E - E_{s1})\left(1 - \frac{H}{H_0}\right)^n \tag{1-12}$$

式中：H 和 H_0 分别为地下水的埋深和极限埋深。

(6) 生态水层与包气土壤层蓄水总量 W

整个生态水层与包气土壤层的蓄水量 W 等于 A、B 两层蓄水量 W_e 和 W_a 之和，最大蓄水容量 W_{max} 等于上、下层蓄水容量 $W_{e.m}$ 和 $W_{a.m}$ 之和，即

$$W = W_e + W_a \tag{1-13}$$

$$W_{max} = W_{e.m} + W_{a.m} \tag{1-14}$$

设计算时段的始、末时刻用下标 t 和 $t+1$ 表示；时段内的降水量用 P 表示，则 A、B 层蓄水量按下述方法计算：

① 生态水层蓄水量 W_e，按两种情况分别采用不同的计算式：

当 $P + W_{e1} > E_{s1}$ 时，有

$$\left.\begin{aligned} W_e^{t+1} &= W_{e.m}, & (P - W_e^t - E_{s1} \geqslant W_{e.m}) \\ W_e^{t+1} &= P + W_e^t - E_{s1}, & (P - W_e^t - E_{s1} < W_{e.m}) \end{aligned}\right\} \tag{1-15}$$

当 $P + W_{e1} < E_{s1}$ 时，有

$$W_e^{t+1} = 0 \tag{1-16}$$

② 包气土壤层蓄水量 W_a 的计算与生态水层的原理一样，A 层向 B 层补充的水量 R_c 对 B 层来说，就像是得到的降水补充，故

$$\left.\begin{aligned} W_a^{t+1} &= W_{a.m}, & (R_c - W_a^t - E_{s2} \geqslant W_{a.m}) \\ W_a^{t+1} &= R_c + W_a^t - E_{s2}, & (R_c - W_a^t - E_{s2} < W_{a.m}) \end{aligned}\right\} \tag{1-17}$$

式中：当 $R_c > 0$ 时，上层已达饱和，根据上述模型的概念，必须有 $E_{s2} = 0$，$E_g = 0$，此时

$$W_a^{t+1} = R_c + W_a^t \tag{1-18}$$

(7) 生态水层饱和后所剩余水量 R_c 和总产水量 R_t

R_c 是降水量扣除生态水层的蒸腾蒸发及满足本层蓄水后的余水量，故

$$R_c = P + W_e^t - E_{s1} - W_{e.m} \tag{1-19}$$

流域总产水量 R_t 的确定，需按全流域产流和局部产流两种情况考虑，用不同的方法计算。根据蓄满产流模型，流域的产流与生态水层及包气土壤层蓄水容量分布有关，流域的生态水层及土壤层蓄水容量分布可用综合蓄水容量曲线描述，如图 1-8 所示，横坐标为 f/F 值、纵坐标为降雨量及生态水及包气带水储量值，其弧线 $O-W_{m\max}$ 则为综合蓄水容量曲线，常用下述数学式拟合：

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{W_{\max}}{W_{m\max}}\right)^b \tag{1-20}$$

式中：f——流域内点包气带蓄水容量≤$W_{\max}$的面积，km^2；

F——流域面积，km^2；

$W_{\max}$——各点包气带蓄水容量，mm；

$W_{m\max}$——$W_{\max}$中的最大值，mm；

b——经验性参数，取决于流域的地形、地质等。

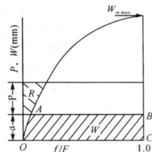


图 1-8　流域蓄水容量曲线

由图 1-8 可知，当流域的生态水层与包气土壤层总蓄水量为 W，即图 1-8 中 $OABC$ 所围的面积时，产流面积内的最大点生态水层及包气土壤层蓄水容量为 a，它是判别流域产流是属局部产流还是全流域产流的非常重要的参数，产水量直接与它有关，经过推导，a 值为

$$a = W_{m\max} \cdot \left[1 - \left(1 - \frac{W}{W_{\max}}\right)^{\frac{1}{b+1}}\right] \tag{1-21}$$

或者

$$a = (1+b) \cdot W_{m\max} \cdot \left[1 - \left(1 - \frac{W}{W_{\max}}\right)^{\frac{1}{b+1}}\right] \tag{1-22}$$

① 当 $P + a - E \geqslant W_{m\max}$时，属全流域产流，总产水量 R_t 为

$$R_t = P + W - W_{\max} - E \tag{1-23}$$

② 当 $P + a - E < W_{m\max}$时，属局部产流，总产水量 R_t 为

$$R_t = P + W - E - W_{\max} + W_{\max} \cdot \left(1 - \frac{P + a - E}{W_{\max}}\right)^{\frac{1}{b+1}} \tag{1-24}$$

由上式可见，全流域产流与局部产流所给出的总产水量不同，因为在产流过程中，生态水层及包气土壤层（AB 两层）蓄水量已经达到其容量，致使潜水蒸发为零。上述水量平衡方程式中没有潜水蒸发 E_g 项。

(8) 地表水 R_s 和入渗补给含水层的生态水层潜流量 R_f

根据水文学中关于径流形成的理论，总产水量将被进一步分配为地表径流 R_s 和 AB 两层中的潜流 R_f 两大部分，地表径流 R_s 又将被分为直接地表径流 R_{s1} 和由生态水层析出的水对地下水补给，但由于下渗速率的控制，有部分水不能迅速下渗转而进入地表的地表径流 R_{s2}。其量化关系讨论如下：

① 设生态水层每日的入渗能力为 f_m，总产水量 R_t 先下渗对地下含水层进行补给，

由于下渗能力有限，不能迅速下渗的水则形成地表径流 R_{s1}，故

当 $R_t > f_m$ 时

$$\left.\begin{aligned} R_f &= f_m \\ R_{s1} &= R_t - f_m \end{aligned}\right\} \tag{1-25}$$

当 $R_t \leqslant f_m$ 时

$$\left.\begin{aligned} R_f &= R_t \\ R_{s1} &= 0 \end{aligned}\right\} \tag{1-26}$$

② 由于生态水层过饱和，则水分通过包气土壤层对含水层进行渗透补给，地下水水位则会抬升。地下水含水层的储容则可根据地下水的埋深 H 而定，若包气带的给水度为 μ，则库容 V 可用下式计算：

$$V = 1000\mu H \tag{1-27}$$

如果生态水层与土壤包气带中原有形成的重力水蓄水量 G_f 与入渗补给水量 R_f 之和已大于含水层的最大储存容量，必然有余水通过水平方向排泄，即形成壤中流，所以

当 $R_f + G_f > V$ 时，有

$$\left.\begin{aligned} R'_f &= V - G_f^t \\ R_{s2} &= R_f + G_f^t - V \end{aligned}\right\} \tag{1-28}$$

当 $R_f + G_f < V$ 时，不产生壤中流，即 $R_{s2} = 0$，此时 R_f 和 R_{s1} 仍按（1－25）和（1－26）式计算。

式（1－28）中的 R'_f，是指在新的限制条件下，对用式（1－25）和（1－26）所求的 R_f 值加以修正后的值，G_f^t 是时段初的地下水含水层的蓄水量。

（9）日降雨对地下含水层入渗补给量 P_f 的计算

降雨对生态水层进行补给储满后，剩余水分经土壤包气带继续下渗的水量 R_f，会受到 B 层即包气土壤层的渗透系数 K_a 所控制，入渗补给量 P_f 可由下式推出，即

$$P_f = (G_f^t + R_f) \cdot K_a \tag{1-29}$$

式中：K_a——包气土壤层可渗水的渗透系数，与包气土壤孔隙的特性有关，$K_a \leqslant 1.0$；

R_f——意义同前，但如用式（1－28）计算，即为 R'_f。

由式（1－29），可得到时段末留在包气带的重力蓄水量为

$$G_f^{t+1} = (G_f^t + R_f) \cdot (1 - K_a) \tag{1-30}$$

（10）逐日地下水埋深的确定

逐日地下水埋深受三个因素的影响：地下水的开采、潜水蒸发和降雨入渗补给。

① 地下水开采量 Q：设引起地下水埋深增大 ΔH_1。考虑到抽水降低地下水位，可能造成相邻流域对本流域的侧向补给，而且抽水量按全流域平均折算成水深，只能增加生态水层与土壤层蓄水量，不会有多余的水量补给地下水。但实际上灌溉时并非均匀浇灌全流域，仅仅浇灌部分田地，很可能会产生多余的水回归地下。这两方面都能使地下水位的下降得到一点补偿，所以 ΔH_1 用下式计算：

$$\Delta H_1 = (1 - a)\frac{Q}{1000\mu} \tag{1-31}$$

式中：a——与上述两方面因素有关的经验参数。

② 潜水蒸发增加地下水的埋深 ΔH_2，计算式如下：

$$\Delta H_2 = \frac{E_g}{1000\mu} \tag{1-32}$$

③ 降雨入渗减小地下水的埋深 ΔH_3，按下式计算：

$$\Delta H_3 = \frac{P_f}{1000\mu} \tag{1-33}$$

这样，每个时段末的地下水埋深 H_{t+1} 就可由时段初的埋深 H_t 和以上三项求得

$$\begin{aligned} H_{t+1} &= H_t + \Delta H_1 + \Delta H_2 + \Delta H_3 \\ &= H_t + \frac{1}{1000\mu}[(1-a)\cdot Q + E_g + P_f] \end{aligned} \tag{1-34}$$

只要确定一个初始的地下水埋深，就可以逐时段连续计算出地下水埋深，即地下水位变化过程。

在以上模型中，地下水储容量 W_G 在一定条件下与地表径流量 R_s 又是完全可以互相补充、相互转化的，这视季节、所处空间及地表水是否常年有水而定，如图 1－7。

1.3.2.4 相关水文预报模型介绍

由于科学技术的不断发展，各种水文模型都经历了从简单到复杂、从片面到完整的过程，近几年由于计算机的引入，已经胜任对复杂的水文循环进行更复杂量化计算，使模型更加完善。

如萨克拉门托（Sacramento）模型就是一个确定性、概念性的集总参数模型（见图 1－9），其参数意义见表 1－2。目前美国约有 30％的河流使用该模型。模型把流域分成

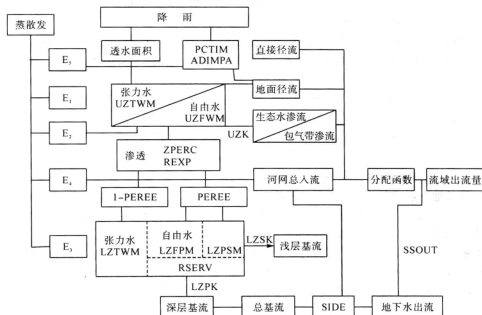


图 1－9 萨克拉门托（Sacramento）水文预报模型（引自中国环境水力学 2002 并修改）

固定不透水面积、透水面积和可变不透水面积三部分，径流来源有固定不透水面积上的直接径流、可变不透水面积上的直接径流和地面径流、透水面积上的地面径流、壤中流、浅层基流和深层基流七个部分，其主体为透水面积。土壤含水量分上、下两层，上层为生态水层，下层为包气土壤层。每层蓄水量又分为张力水和自由水两种。两储层之间由一条霍尔顿（Horton）型下渗曲线沟通，这条曲线是模型的核心。流域的蒸散发也由五部分组成，即透水面积的上层张力水蒸散发、透水面积的上层自由水蒸散发、透水面积的下层张力水蒸散发、可变不透水面积上的水蒸散发、河道中的水面蒸发（图1－9）。

表1－2　萨克拉门托模型参数意义

序号	参数名	参数意义
1	PCTIM	河槽及其邻近的不透水面积占全流域面积的百分数
2	ADIMPA	可变不透水面积：当全部张力水饱和后变成不透水面积的比例
3	SARVA	河道、湖泊和水生物占全流域面积的百分数
4	UZTWM	上层张力水容量，以mm计
5	UZFWM	上层自由水容量，以mm计
6	UZK	上层自由水日出流系数，以小数计
7	ZPERC	下渗系数，决定下层最干旱时的最大下渗率
8	REXP	下渗指数，决定下渗率随生态水层蓄水量变化的函数形成
9	LZTWM	下层张力水容量，以mm计
10	LZFSM	下层浅层自由水容量，以mm计
11	LZFPM	下层深层自由水容量，以mm计
12	LZSK	下层浅层自由水日出流系数，以小数计
13	LZPK	下层深层自由水日出流系数，以小数计
14	PFREE	从上层向下层下渗水量中直接补给下层自由水的比例
15	RSERV	下层自由水中不蒸发部分所占比例
16	SIDE	不闭合的地下水出流量，以未测到的地下水占总基流百分数计
17	SSOUT	河槽总径流中径流损失系数

SMAR模型（Soil Moisture Accounting and Routing）又称层模型（LayersModel），是英国威林福德水文研究所（Institute Wallingford）的P.E. O'Connell和J.E. Nash等提出的一个概念性流域水文模型（见图1－10），其参数意义见表1－3。模型假设流域分成若干水平层的垂直土块，土块的每一层在达到饱和之前都储存一定的水量，整个土块的最大蓄水容量为Z，每层的最大蓄水容量假定为25 mm。在充分供水的条件下，土块的最上层

以蒸发能力进行蒸发，从第二层开始，蒸发损失要乘以小于 1.0 的系数 C，第三层乘以 C^2，依此类推，如图 1－10。

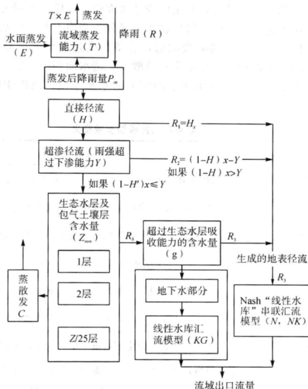


图 1－10　SMAR 模型（引自中国环境水力学 2002 并修改）

表 1－3　SMAR 模型参数意义

序号	参数名	参数意义
1	C	蒸发衰减系数
2	Z	土壤湿度容量
3	Y	土壤下渗能力
4	H	直接径流面积指数
5	T	综合蒸发系数
6	G	深层地下水比例数
7 8	N NK	Nabh 串联线性水库汇流模型参数 （线性水库个数（N）及尺度参数（NK）
9	KG	汇流系数

我国专家提出的新安江模型进行了更科学的改进（如图1－11），其参数意义见表1－4。它是一个分散性的概念性模型，广泛应用于我国的湿润和半湿润地区。模型把整个流域分为若干个“储水库”，在每个单元通过对径流和出流的计算得到流量过程线，然后将洪水向下演算至出口，得到整个单元的过程线，再把所有单元过程线叠加，就得到总的出流过程。从以上流程图可以看出虽然水文循环极为复杂，但经过适当概化，则可利用数学模拟方法解决四水转换过程，得出合理的结果。

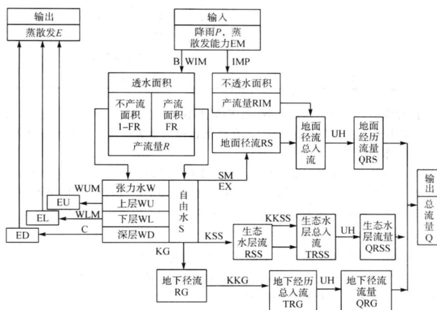


图1－11　新安江模型（引自中国环境水力学2002并修改）

表1－4　新安江模型参数意义

序号	参数名称	参数意义
1	*K*	蒸散发能力折算系数
2	*B*	张力水蓄水容量曲线的方次
3	*C*	深层蒸散发系数
4	*WM*	张力水容量
5	*WUM*	上层张力水容量（生态水层水容量）
6	*WLM*	下层张力水容量（包气土壤层水容量）
7	*IM*	不透水面积的比例
8	*SM*	表层土自由水容量
9	*EX*	表层土自由水蓄水容量曲线的方次

续表4－1

序号	参数名称	参数意义
10	KG	表层土自由水蓄水库对地下水的出流系数
11	$K1$	表层土自由水蓄水库对生态水层的出流系数
12	CD	地下水库的消退系数
13	$C1$	下层壤中流的消退系数
14	XE	河道汇流的马斯京根法系数
15	$\mathrm{U}r$	时段长（h）
16	CS	河网蓄水的消退系数
17	A	流域面积（km^2）

不管何种模型，其框图如何复杂，它们都离不开生态水层、土壤包气带层（在水文学的模型中都统称为土壤层或包气带），在降水转换为地表径流、壤中流或重力地下水过程中起关键作用。

不同的是各种水文模型对生态水层、包气土壤层及以下各地质体包括浅层地下水与深层地下水分层的方式不同，而致使地下水、地表径流的形成过程有所不同，总之引入生态水层的概念，经过对模型重新改进，其降水分配与产流都更接近实际。

1.3.2.5　四水转换的水文信息滤波模型

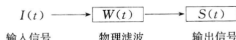
以上流程图总体给出了研究水文循环的“系统信息转换”思想：即无论研究地表水、地下水或生态水、蒸发水都要从水文循环各要素的转换关系的整个系统着手，任何单一地研究某一要素将会带来不平衡或偏差。

这里所说的水文信息滤波模型，就是大多数教科书所称的“系统理论法”，实际上所称“系统理论法”只是借鉴电学或信息学原理来解决水文学与地下水文学问题，从一定意义上说它能更方便地解决以上各水文要素的转换关系。

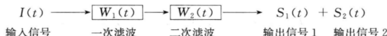
水文信息滤波模型是从通讯技术和自动控制理论中建立起来的一种很有生命力的方法，近年来广泛运用于系统理论研究，特别是一些“线性系统”的物理转换现象研究，逐步也移植到化学转换现象研究。如地下水资源评价，水资源规划及水质预测等方面问题。如法国水文地质学家运用水文信息滤波模型研究了岩溶地下水资源计算，取得了较好的效果。

四水转换实际上是一个系统中多个要素相互转换的关系，前述结构模型的数学表达式已比较完善地表达了相互转化的动态过程。这里使用信息滤波模型也能完善地表达其转换的动态过程。

所谓系统理论思想是一个输入信息通过滤波器或放大器或示波器转换以后，它就能确切地变化另一个输出信息，如以下流程图：



当然，一个信号也可通过两次转换或更多次转换而成为一个或两个新的输出，如以下流程图：



根据以上思想，如果把降雨作为输入，其转换器则为生态水层、包气土壤带层等，而输出则可以是地下水、某一泉水或地表径流；这里生态水层、土壤层、地下水含水层等其实是一个"黑箱"，通过这种"黑箱"转换作用而完成前述四水转换过程。这比前面的各种水文模型更为概括、更为直观，并更易实现。

当有输入信号 $I(t)$ 时，经过实体的物理化学作用，得出输出信号 $S(t)$ 的数量关系已被确定，它们之间的数量关系就是数学上的卷积关系，即

$$S_i(t) = W_i(t) * I(t) \tag{1-35}$$

这里 $I(t)$ 可视为降雨输入，而 $W_i(t)$ 为生态水层、土壤层或地下含水体系统，$S_i(t)$ 则为地表径流或地下径流，通常上式又可写成

$$S_i(t) = \int_{-\infty}^{\infty} W_i(t-\tau) \cdot I(\tau)\mathrm{d}\tau \tag{1-36}$$

式中：$W_i(t)$ 是一个可积函数，刻划系统的物理特征，称系统的权函数（或特征函数）。

当输入信号 $I(t)$ 是单位脉冲迪拉克（Diral）函数，即 σ 函数时

$$\sigma(t) = \begin{cases} 0 & 当\ t \neq 0 \\ \infty & 当\ t = 0 \end{cases}$$

且

$$\int_{-\infty}^{\infty} \sigma(t)\mathrm{d}t = 1$$

则相应的输出 $S_i(t)$ 称为单位脉冲响应函数。

由于 σ 函数性质有

$$\int_{-\infty}^{\infty} W_i \cdot \sigma(t-\tau)\mathrm{d}\tau = W_i(t)$$

所以称 W_i 为单位脉冲响应，也称传递函数。

当 $t<0$ 时，W_i，I 均为零，则卷积式（1－36）可改写成：

$$S_i(t) = \int_0^t W_i(t-\tau) \cdot I(\tau)\mathrm{d}\tau$$

上式可见，若物理实体已处于定常状态，即函数不依赖于时间 t 而变化，则式（1－36）也可写成：

$$S_i(t) = \int_{-\infty}^{\infty} I(t-\tau) \cdot W_i(\tau)\mathrm{d}\tau$$

根据 σ 函数的性质，可以看出权函数就是单位脉冲的响应函数，由于积分运算是线性运算，所以这种系统称为线性时不变系统。

为讨论方便，只考虑单因素输入—输出系统，则不考虑式（1－36）中各因素的下标 i，可依据上式把式（1－36）写成两个积分之和，则为

$$S(t) = \int_{-\infty}^{0} I(t-\tau)W(\tau)\mathrm{d}\tau + \int_0^{\infty} I(t-\tau)W(\tau)\mathrm{d}\tau \tag{1-37}$$

对上式右边的积分作变量置换，并令 $t-\tau=\lambda$，则得

$$S(t)=\int_{-\infty}^{0} I(\lambda)W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda+\int_{0}^{\infty} I(\lambda)W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda \tag{1-38}$$

由此可见，若把 t 看作现在的时间，则输出 $S(t)$ 是由两部分组成，第一部分是由 t 以后的所有输入信息来反应输出 $S(t)$ 的；第二部分是由以前的所有输入信息来反映输出 $S(t)$。显然，前者表示“记忆”后者表示“预测”。

对于系统，有两个问题需要解决，第一是识别问题，就是通过对输入、输出的分析，从而确定所描述系统的参数；第二是预测问题，即当任意给定一个输入时，利用所确定描述系统参数的预测方程求出输出与测量。

对比“水文信息滤波模型”与四水转换系统模型，两者有相似之处，在实际应用过程中，“水文信息滤波模型”可能更加灵活与方便。

1.3.2.6 特殊水文转换模型

特殊水文转换模型主要包括岩溶地区水文转换模型与山区裸露区、无植被覆盖平原区模型。分别讨论之。

(1) 岩溶地区的水文转换模型

岩溶地区的降水转换十分强烈，因降水入渗量和河道渗漏量大，地表水资源可能极为贫乏，但地下水资源却十分丰富，降雨入渗的地下水以大泉的形式排泄，或从地下水集中溢出带溢出，转为河川径流。在水资源紧缺的地区，由于这种地下溢出带或大泉的水量稳定，水质良好，成为了该地区水资源中的极为宝贵部分，故岩溶水的资源评价、开发利用和保护、调度具有重要意义。其转换关系见框图 1－12。

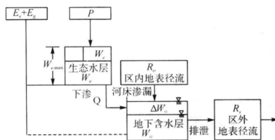


图 1－12　植被发育的岩溶地区水文转换模型

碳酸盐岩分布区的特点是部分植被覆盖区生态水层发育，但土层薄，几乎不存在包气土壤层，其降雨 P 直接补给生态水层并迅速下渗进入岩溶地下水体系，流经该区的地表河溪则可能产生河床渗漏对地下管道或地下河系统补给，并可能产生岩溶大泉，排入地表并进入区外地表径流系统形成 R_s，另一部分则是形成生态水层的蒸腾蒸发 E_e 及地下水的蒸发 E_g。如果区内地表水面较大，也存在地表水的蒸发。如果该地区属裸露岩溶区，则没有生态水层的调剂。降水则直接漏入地下，数学关系式为

$$P+R_f=W_e+W_G+R_s+E_e+E_g \tag{1-39}$$

其中上式各要素（符号同前式）的存在与否视现场具体情况进行取舍。其实，岩溶

地区的水文转换模型是四水转换模型的特例之一。

（2）植被稀少、基岩透水储水性差的山丘地区水文转换模型

其水文循环比岩溶区更为简单，流域内各水转化模型，可以概化为图 1－13（a），降水到达地面，一部分以蒸发的方式返回大气，另一部分形成地表径流 Rs 与浅表地下径流 Q_g。



（a）降水直接转换成地表水　　（b）降水转换成地表水与地下水两部分

图 1－13　植被稀少区降水转换模型

（3）植被稀少、基岩储水性强的山丘地区，或地下松散层储水性强的平原地区

其水文转换模型如图 1－13（b）所示。它与前模型的不同在于降水对地下水的入渗补给量一部分消耗于蒸腾蒸发 E，另一部分除产生地表径流 R_s 与浅表地下径流 Q_g 外，仍有部分水量将继续下渗补给深层地下水 Q_h，特别是具有巨厚松散堆积层的平原区。

第2章　水文要素调查与系统研究方法

地下水是水文循环中的重要环节，并构成自身相对独立的一个储、排系统，因而，地下水调查也是一个围绕地下水这一核心进行的系统调查，从上一章四水转换模型就明确了与地下水有关的重要影响要素，它包括大气降水和以植被为中心的生态水，及以江河－湖塘为中心的地表水，这三者不但影响地下水的储量、水质，也影响地下水运动的模式。因而，在完成地下水系统调查之前必须对以上三要素进行全面科学研究。

2.1　降水系统调查

降水是水循环过程的最基本环节，也是地下水的主要补给来源。降水在空间分布上的不均匀与时间变化上的不稳定，又是引起地下水动态变化的直接原因。因此，必须十分重视降水的调查、分析与计算。

2.1.1　降水要素的调查

（1）降水(总)量

降水量指一定时段内降落在某一面积上的总水量。一天的降水总量称日降水量；一次降水总量称次降水量。单位以 mm 计。

（2）降水历时与降水时间

降水历时指一场降水自始至终所经历的时间；降水时间指对应于某一降水而言，其时间长短通常是人为划定的（例如，1 h、3 h、6 h、24 h 或 1 d、3 d、7 d 等），在此时段内并非意味着连续降水。

（3）降水强度

降水强度简称雨强，指单位时间内的降水量，以 mm/min 或 mm/h 计。通常根据雨强的分级描述降雨等级，降雨历时 $T\leqslant 12$ h 的采用第(2)列强度分级，$T>12$ h 的采用(3)列强度分级，如表 2－1 所示。

表 2－1　降雨强度分级

等级	降雨量(mm/12h)	降雨量(mm/24h)	等级	降雨量(mm/12h)	降雨量(mm/24h)
(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
小雨	0.2～5.0	<10	暴雨	30～70	50～100
中雨	5～15	10～25	大暴雨	70～140	100～200
大雨	15～30	25～50	特大暴雨	>140	>200

（4）降水面积

降水面积即降水所笼罩的面积，以 km^2 计。

2.1.2　降水特征

为了充分反映降水的空间分布与时间变化规律，常用降水过程线、降水累积曲线、点面降水量线以及降水特征综合曲线表示。

2.1.2.1　点降水特性曲线

雨量站、水文站观测到降水记录，只能代表其周围小范围内的降水量，常称为点降水量。

（1）降水量过程线

降水量过程线指一定时段内的降水量随时间的变化过程，称为降水强度过程线，一般以直方图表示，如图 2－1 所示。

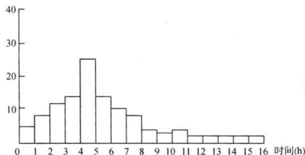


图 2－1　降水强度过程线

（2）降水强度历时曲线

根据实测一场降水过程的记录，统计各种不同历时内最大平均雨强，以平均雨强为纵坐标，历时为横坐标，点绘而成。由图 2－2 可知，同一场降雨过程中雨强与历时之间成反比关系。各场降水类型不同，导致降水过程不同，因而降水强度历时曲线亦有所不同。图 2－2 为一场连续降雨，且为单雨峰的情况，实际降雨强度过程变化中有时有局部的上升下降变化，但从总体来看降水强度过程可概化为单峰。

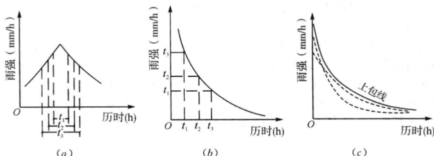


图 2－2　降水强度历时曲线

（3）降水量累积曲线

降雨量累积曲线是自降水开始到各时刻降水量的累积值，如图 2－3 所示。其横坐标为时间，纵坐标为累积降雨量。曲线上每个时段的平均坡度是各时段内的平均降水强度，即 $\bar{i}=\dfrac{\Delta p}{\Delta t}$，$\Delta p$ 为 Δt 时段内的降水量。如取时段很短，则可得出瞬时雨强 $i=\dfrac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}t}$。

2.1.2.2　面降水量特性

（1）面平均雨深－面积曲线

首先绘制等雨量线，从最大雨深处（暴雨中心）量取不同等雨量线所包围的面积，并求出各包围面积上的面平均降雨量，点绘面平均降雨量与相应面积曲线，即是雨深－面积曲线。一般情况是面积越大，平均雨深越小，如图 2－4 所示。

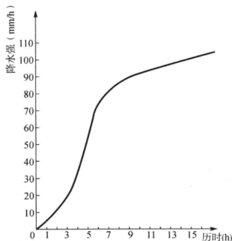


图 2－3　降水量累积曲线

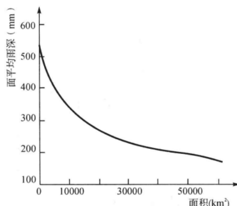


图 2－4　面平均雨深－面积曲线

（2）面平均雨深－面积历时曲线

对一场降雨，分别选取不同时段（12 h、24 h、72 h）的等雨量线图，求出各时段平均雨深－面积曲线，绘于同一张图上，即可得出面平均雨深－面积历时曲线，如图 2－5 所示。不同的降雨历时，其面平均雨深随面积的变化率是不同的。

（3）点面关系曲线

流域面积上降雨量分布是不均匀的，其最大的测点雨量是暴雨中心雨量，以 P_c 表示，不同等雨量线所对应的面雨量以 P_{ai} 表示。令 $\alpha_i=P_{ai}/P_c$，α_i 与各条等雨量线所包围面积 A_i 的关系线即是点面关系曲线。每下一场雨则可绘制一条线，常取其平均情况，得出地区某种历时的点面关系曲线，如图 2－6 所示。点面关系反映某场暴雨在空间上变化的特性，α 值大则反映降雨在空间上较为均匀。

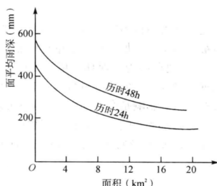


图 2－5　面平均雨深－面积历时曲线

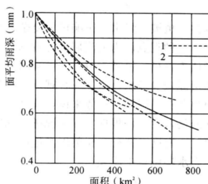


图 2－6　暴雨点面关系图

1. 各次实际暴雨；2. 地区平均暴雨

2.1.3　影响降水的因素

降水除了受地理位置、大气环流、天气系统的影响外，还受地形、森林、水体等下垫面条件以及人类活动的影响。

2.1.3.1　地形条件的影响

地形主要是通过气流的屏障与抬升作用对降水的强度与时空分布发生影响，这在中国表现得十分强烈。许多丘陵山区的迎风坡常成为降水日数多、降水量大的地区，而背风的一侧则成为雨影区。1963 年 8 月海河流域邢台地区的特大暴雨，其雨区就是沿着太行山东麓迎风侧南北向延伸，呈带状分布，轴向与太行山走向一致，即是典型实例。

地形对降水的影响程度决定于地面坡向、气流方向以及地表高程的变化。表 2－2 揭示了中国代表性山地降雨随高程变化的递增率。位于台湾岛的中央山脉，因受湿热气流的影响最强，所以递增率最大，达 105 mm/100 m；而位于内陆的甘肃省祁连山，由于当地水汽含量少，降水的递增率仅 7.5 mm/100 m。

表 2－2　代表性山地降雨随高程递增率

山地名称	递增率（mm/100 m）
台湾中央山脉	105
浙江天目山	44
四川峨嵋山	42
陕西秦岭	20
甘肃省祁连山	7.5

这种地形的抬升的增雨效应并非是无限制的，当气流被升到一定高度后，雨量达最大值，此后雨量就不再随地表高程的增加而继续增大，甚至反而减少。最大降雨量出现的高度因地而异。

2.1.3.2 森林－植被对降水的影响

森林－植被对降水的影响极为复杂，至今还存在着各种不同的看法。目前主要有三种观点，一种观点认为大流域上随着森林－植被覆盖率的增加，年降水量将增加；另一些学者认为森林－植被对降水的影响不大；第三种观点认为，森林－植被不能增加降水，还可能减少降水。以上三种观点往往都根据典型地区的实测资料得出，有一定的依据，但也各有局限性。总体来说，森林－植被对降水的影响是存在的，至于影响的程度是增加或是减少，需根据实际情况进行确定。其对降水的影响应与森林－植被面积、林冠的厚度、密度、树种、树龄以及地区气象因子、降水本身的强度、历时等特征有关，将在生态水层调查中研究。

2.1.3.3 地表水体对降水的影响

陆地上的江河、湖泊、水库等水域对降水量的影响，主要是由于水面上的热力学、动力学条件与陆面上存在差别而引起的。“雷雨不过江”这句天气谚语，形象地说明了水域对降水的影响。这是由于大水体附近空气对流作用，受到水面风速增大，气流辐散等因素的干扰而被阻，从而影响到当地热雷雨的形成与发展。

根据观测，水域对降水的影响，总体来说是减少降水量，但因季节而有差异。例如，夏季在太湖、巢湖及长江沿岸地带，存在程度不同的少雨区，夏季降水量比周围地区少 50 mm～60 mm，冬季则比周围增加约 10 mm，所以从全年来说还是减少了降水量。又如，新安江水库建成后，库区北部的年降水量明显减少，最大可减少 100 mm/a。

2.1.3.4 人类活动对降水的影响

人类活动对降水的影响一般都是通过改变下垫面条件而间接影响降水，例如，城镇厂矿增建与扩建、植树造林、大规模砍伐森林、修建水库、灌溉农田、围湖造田、疏干沼泽等。其影响的后果有的是减少降水量，有的增大降水量，影响机理如前所述。由于科学技术的进步，人类能通过物理与化学方法进行人工降水，或改变降水方式如防冰雹等。

2.1.4 面降水量计算

一个站点的降水量计算比较简单，月或年的降水量是月或年内该站点降水量实测记录的累积值，多年平均降水量是各年降水量相加后除以年数的算术平均值。由于雨量站分布不均，降水的分布极不均匀。这样要计算一个流域或一个地区的年或多年平均的降水量，就要依据不同的情况，分别采用算术平均法、泰森多边形法或等雨量线法等。

2.1.4.1 算术平均法

当计算区内雨量站分布比较均匀，站网密度较大时，可采用算术平均法。即

$$\overline{X}=\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} \tag{2-1}$$

式中：$\overline{X}$——计算区平均降雨量，mm；

x_i——第 i 雨量站的雨量，mm；

n——统计雨量的站数。

2.1.4.2　泰森多边形法（又称垂直平分线法）

泰森多边形法，即以各雨量站控制面积为权重的加权平均法。以图 2－7 为例，假设计算面积为 F，其中共有三个雨量站 A、B、C，各雨量站实测降雨量分别为 X_A、X_B、X_C，求 F 面积上的平均降雨量$\overline{X}$。

首先将 A、B、C 三站连成三角形如图 2－7（如果研究区内雨量站超过三个，可以连成更多三角形），将三角形各个边作垂直平分线，则本例的 F 被分割为三部分，各站所控制的面积分别为 f_A、f_B、f_C，同时 $f_A+f_B+f_C=F$，由此可求出各雨量站所占面积比重 f_A/F、f_B/F、f_C/F（即权重），并用下式求其 F 面积上的平均降雨量$\overline{X}$

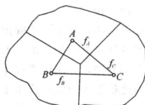


图 2－7　垂直半分法示意图

$$\overline{X}=\frac{X_Af_A+X_Bf_B+X_Cf_C}{f_A+f_B+f_C} \tag{2-2}$$

若研究区有多个雨量站，各站降雨量为 X_1，X_2，…，X_n，各站面积分别为 f_1，f_2，…，f_n，则上述的通式为

$$\overline{X}=\frac{\sum_{i=1}^{n}X_if_i}{\sum_{i=1}^{n}f_i} \tag{2-3}$$

2.1.4.3　等雨量线法

等雨量线的绘制方法与地形图等高线的绘制方法相似。如研究区内有三个雨量站，分别为 A、B、C，其实测雨量分别为 $X_A=500$ mm，$X_B=600$ mm，$X_C=700$ mm，欲用等量线法求面平均降雨量。为此，首先要把各站位置及降雨量标在地图上，假定等雨量间隔为 50 mm，各雨量之间按直线插补法可做出图 2－8，计算区被分为四部分，面积分别为 f_1、f_2、f_3、f_4，其相应雨量分别为

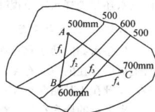


图 2－8　等雨量示意图

$$X_1=500\text{ mm}$$
$$X_2=(550+600)\text{ mm}$$
$$X_3=\frac{1}{2}(600+650)\text{ mm}$$
$$X_4=700\text{ mm}$$

研究区平均降雨量可用下式计算：

$$\overline{X}=\frac{X_1f_1+X_2f_2+X_3f_3+X_4f_4}{f_1+f_2+f_3+f_4} \tag{2-4}$$

通式为

$$\overline{X}=\frac{\sum_{i=1}^{n}X_if_i}{\sum_{i=1}^{n}f_i} \tag{2-5}$$

(2－5)式同(2－3)式形式相同，内在涵义都以面积为权重，因此等雨量线法实际上也是一种面积加权法。

综上所述，推求平均降雨量三种方法各自的适用条件不相同，其中等雨量线法不仅考虑了各站控制面积，而且考虑了各站控制面积随降雨量的变化，因此精度最高；其次是垂直平分法，此法虽考虑了各站控制面积，但认为控制面积固定不变，这与实际不符，因此精度较前低；算术平均法只能用于雨量分布均匀，面上降雨量变化不大的情况，否则精度更低。在实际工作中，方便且常用的是泰森多边形法。

2.2 生态水系统调查

在早期的专门水文地质学中，强调“植被调查”，但其调查内容有限，调查以后的资料运用也只简单作了表述。本节“生态水系统”调查不但强调对植被的调查，而且把植被层如同地下水层同等重要地位，作为水循环的一个独立“水文圈层”进行调查。

2.2.1 “生态水”与“生态需水”的概念与讨论

“生态水”与“生态需水”有截然不同的含义，前者是水循环的给出源，而后者是水循环的用水方，是一个问题的两方面，是一对矛盾，其实也是水循环中矛盾双方的统一体。植被要生存没有水则会死亡，因而它的生存需要一定的水维持其生存与成长；但另一方面植被的蒸腾作用又是保持空气具有一定湿度的重要给水源。在降雨季节它是一个最先接受雨水补给的储水体，是地表水与地下水的“分配器”和补给源。因而植被是给出水还是消耗水则要视降水总量的多寡与植被层本身的生态结构而定。

2.2.1.1 生态水与生态水层

生态水如同地下水一样存在于特定的空间，有着补、径、排关系，但不同的是前者与植被所存在的空间有关，后者与含水介质的地质条件有关。生态水比地下水要复杂得多，关键在于其储存空间特殊，造成了其补、径、排过程的特殊。

生态水的概念在第1章已有初步表述，是指与“森林－植被”这一完整生态系统密切相关的储水体，没有植被，生态水则为零，相反生态水为零也等于没有植被存在。换句话说，有植被就有水，有水就有植被。因而植被与水是戚戚相关的两个方面。这里定义生态水是储存在以植被体为中心的生态水层之中的水体，所谓生态水层则是一个包括植被叶冠、枝杆、根系土壤与腐殖土共同组成的系统圈层。它几乎覆盖地球大陆表面达40%～50%的范围，在热带雨林区厚度可达20 m～30 m，在中国南方厚为3 m～15 m，在草甸区厚度可为30 cm～150 cm，在中国北方沙漠地带几乎为零。生态水层分布极不均一，它直接影响该地区的气候，包括温度、湿度、降水与地表径流特征。

如果把“水体循环运动”视为一台大型计算机，则生态水层（包括植被杆茎枝叶层、腐殖层、根系土壤层）就是这台计算机的“CPU”，它对降雨起着“缓存”、“滤

波”、“处理”，然后“再分配”的重要作用，使降水、地表水、地下水与生态系统如同计算机的输入、输出、储存，达到一个相对平衡而正常运行。如果“缓存”出了问题，计算机就不能正常运行，水循环就会出现异常，表现为暴雨与洪水共存，或干旱与沙化共存。目前的退耕还林、复绿治沙，实际上就是储水、固水与保水过程，是建造与保护生态水层的过程。

生态水层不但能直接储积一部分降水，更主要的是它能对小气候环境起到缓冲调剂作用。如对暴雨截流缓冲，避免形成洪水与洪峰；在干旱季节能补充地表水与地下水，避免土地、河谷迅速干旱或断流，并维系植被本身的生存。该水层较易为人类加以控制、破坏与改造。生态水层发育良好区，水资源则为较丰富区，生态环境则为运转良好区。因而该水层在水环境系统中占有重要地位，其研究已成为解决生态环境问题的关键与焦点。这点在“863－308 西部金晴行动，四川岷江中上游生态环境遥感本底调查研究”中已得到充分证实。

以岷江流域水文历史变迁为例，可以粗略了解生态水层在四水转化过程中的重要作用。岷江上游的森林植被素有天府之国的“天然屏障”和“绿色水库”的美称。据有关资料推算，六百多年前，岷江上游的森林面积约有 120 万公顷，森林覆盖率高达 50%。公元 14 世纪，为了修建松潘县城，将周围几十里的森林砍伐殆尽，有的地方至今仍是光山秃顶，加之历代不断地对森林的大规模砍伐，使茂、汶、理三县内形成了 200 余万亩的干旱河谷地带，其间植被稀少，部分地区呈现出寸草不生的荒漠景象。至新中国成立初期的 1950 年，岷江上游的森林面积约为 74 万公顷，森林覆盖率 32%，森林木材蓄积量约 2 亿立方米。据 1980 年统计，自 1950 年至 1980 年，30 年间岷江上游的森林面积减少到 46.7 万公顷，净减 27.3 万公顷；森林覆盖率降为 18.8%，森林蓄积量约余 1.05 亿立方米（其中材林占 41.1%，防护林占 47.9%，经济林和特用林占 11%）。平均每年森林面积减少 0.9 万公顷，森林覆盖率减少 0.4%，森林蓄积量减少 320 万立方米，递减速度超过历史上的任何时期。上世纪 90 年代，由于人工造林，森林面积有所回升，但种群单一。

由于森林的集中过量砍伐，使岷江上游的自然生态环境恶化，其后果便是森林涵养水源能力减弱，岷江枯期径流减少。上世纪 80 年代与 40 年代相比，仅 2 月份平均枯季流量就减少了 30.4 m^3/s。这就相当于每年 2 月份减少地表输水总量约 250 万立方米，如果按此值推算全年生态水量的减少则达 3000 万立方米，这相当于一个巨型水库的水量。

俗话说“多栽树，当水库”。据研究一棵大阔叶树的资料可见，一年可蓄水 2500 m^3，由此推算一座长满大阔叶树的大山，则是一座巨型生态水库。可见生态水在地表水与地下水调节方面所起的重要作用。生态水层是调节降水、地表水、地下水的重要枢纽。但生态水层的形成不是人工植树造林一次性作业的结果，而是要经过数十年或数百年的运作。因为一个完整的生态水层要包括一个类似于原始森林中的腐殖层与森林土壤层，而每年腐殖层与森林土壤层的形成是以毫米计。对于具有 2 m 厚的根系土壤层，有 60 cm 厚的腐殖层，有 5 m～15 m 厚的枝叶杆茎植被层的一个生态系统，决不是人工在数年内植树造林所能完成的。原始森林被砍伐，整个生态水层完全遭受破坏后，

明显反映则是气温升高、蒸发加大；降水季节则失去了林冠截流、林地（腐殖层与森林土壤）储流的作用。如米亚罗夹壁沟在砍伐后，虽然降水量增加，但地下水径流模数却减少了47.5%。这是生态水层失去缓存功能的结果。

由于生态水层的破坏，水土流失加剧，使河水含沙量增加。据调查，岷江上游的水土流失面积已达1000.96万公顷，占幅员面积的44.7%，使上游河水含沙量由上世纪50年代的0.43 kg/m^3 增加到70年代的0.73 kg/m^3。生态水层的破坏也导致天然地质灾害频繁发生，该地区规模较大的泥石流灾害20世纪50年代仅发生一次，80年代以来已经发生了4次；茂县境内的塌方地段就达52处之多；理县至鹧鸪山有滑坡、泥石流153处，平均每千米有1.7处，交通受阻，给当地人民的生命财产和经济发展造成巨大损失。

2.2.1.2 生态水的特性

生态水存在一系列自身特有性质，主要表现为以下几点：

（1）季节变化的叠加性

水资源的各种量均存在季节变化特征，而生态水的季节变化特征不但具有大环境的季节变化性，而其本身却受植被的生长周期的季节变化影响。不同季节，植被本身形态也不一样，因而不同种类植被群落对降水量的分配比不一样，这就使生态水的运动、储存具有大环境与植被随季节变化的叠加性。

（2）生态水转化、循环的特殊性

生态水在水循环过程中，除适应水体的大循环以外，生态水在植被层中还有本身内部的循环模式，即该水层还具有其本身从“土壤—根系（腐植层）—叶面”，或从“叶面—（腐植层）根系—土壤”的循环过程；同时在植被季节性生长过程中，还发生一种自我保护性加厚腐殖层的过程，从而增加总体生态水量，维持稳定的生态水动态平衡。

生态水中的植被体内生物水的循环较为特殊，主要通过根部吸收，进入体内循环，然后通过叶面蒸发进入大气循环，保持空气湿度。植物体中水循环有生物化学作用，也有物理与光学化学作用；但循环的输入端与输出端则参与通常的水文循环。生物水本身的循环是对系统水文循环的补充与调节，其转化与运动的速度取决于植物的生命周期变化，在植物生长期，生态水循环加快，而在植物休眠期循环减慢，与地下水或地表水的循环有同步的一面，也有不同步的一面。

（3）生态水的小环境调节性

在丰水期，降水经过森林草场等植被截留、地面拦蓄、植被吸收、土壤入渗等，形成了生态水层，使生态水具有了流域水源涵养、径流调节、减少洪水期流量，起到了水土保持、缓解水土流失的作用，保护了局域小环境。在枯水期，生态水缓慢释放，对增加河道枯水期流量，改善水质，控制土壤侵蚀，保护生物多样性，产生了调节流域小气候或局部小环境的作用。最直接的证明是人们在森林中漫步或在街道树丛中散步都会明显感到这种特殊的小环境或小气候的存在。或者人们在一些自然保护区也能直接体会到这种特殊的小环境的存在。

2.2.1.3 生态需水与环境需水

顾名思义，生态需水就是植被所要消耗的水。植被在降水条件下首先是要吸收水分

(消耗降水的一部分)，满足自身生长的需要，然后才开始储水，在达到一定储水条件(如储存降水的 30%)后开始分配，如第 1 章水分的转换模型所表述。可见有的学者认为植树造林越多，需水量越大。这种观点只说对了一半。

生态需水是指维持生态系统中具有生命的生物体水分平衡所需要的水量。主要有下面几个方面：

① 维护天然植被所需要的水量，如森林、草地、湿地、荒漠植被等；

② 水土保持及水保范围之外的林草植被建设所需要的水量，如绿洲、生态防护林等；

③ 保护水生生物所需要的水量，如维持湖泊、河流中鱼类、浮游植物等生存的用水。

生态需水可定义为“在一定区域，支撑生态系统完整性所需用的水量”，显然，这里的完整性包含了环境的含义在内。因此，“环境”与“生态”有交互重叠的部分，在操作时应根据研究区具体情况，划分生态系统类型，进而划分生态用水类型与范围，针对每一生态用水计算区进行计算。

在一些文献中往往把生态需水与环境需水相互替代，实际上“环境需水”或“环境用水”与“生态水”、“生态需水”概念没有必然的联系，前者主要指为了达到一定的环境目标而要保持或消耗的水量。但该水量的确定与时间、空间与社会发展有关。在 18 世纪以前并不存在该名词。因为当时人类居住的环境不存在污染与缺水问题，其主要原因是工业不发达，人口也稀少。而今天的人类社会处于污染与缺水的时代，人类生存条件不断恶化，因而提出了“环境需水或环境用水”概念，为保证人类居住的环境有一定范围的湿地（河流、湖泊、沼泽、池塘），植被得到最低量的供水，这种水量称作为环境用水或环境需水。该命题不在本书讨论。

2.2.2　生态水层构成要素调查

生态水层的调查不同于植物研究者的森林－植被的调查，本调查是围绕与水循环有关的植被要素调查，重点调查植被类型、空间分布与对降水截储、分配特征。

2.2.2.1　森林－植被类型调查

与水文循环有关森林－植被的类型划分可针对以下问题进行。如植被群落特征是单一群落，还是混生群落（符合生物多样性原则）；是落叶林，还是长青植被群落；是阔叶林，还是针叶林；是自然林还是人工林（天然植被还是人工植被）；植被的生长期的长短，是 100 年前的原始森林植被还是近几十年的次生植被林。

2.2.2.2　森林－植被覆盖特征调查

主要是从平均意义讲的，是指植被离地面的高度，以及植被在这高度上覆盖面积，包括垂直方向上的疏密度。在原始森林区植被分布高度可达 15 m～20 m 左右，均匀在地表覆盖，同时由于植被的生态群落发育完整，在垂直方向上分布也非常均匀，乔木、權丛、草甸层层密布，形成林区植被的完整生态系统，其间空隙空间可达 60%以上，阻止地面土壤及低层植被的蒸腾蒸发。减少生态水层的水分蒸腾蒸发消耗量（图2－9）。



图 2－9　原始森林植被区（九寨原始森林区）

对于权丛草甸区，其生态水层则较薄，富水性则相对较差，见图 2－10。



图 2－10　原始灌丛草甸植被区（黄龙五彩池后缘高地）

2.2.2.3　森林－植被腐殖层分布及厚度变化调查

腐殖层是植被自我保护的由植被本身产生的重要产物，它由植物本身每年新陈代谢产生的枯枝落叶经雨水－细菌的生物化学、物理化学作用形成，厚者可达 1 m～1.5 m，薄者几厘米或数十厘米，人工植被区在刚成活的数年中腐殖层几乎不存在；腐殖层孔隙度极高，容水量远大于自身重量与体积，可形成高吸水的海绵状过饱和层，从而对降水有十分强大的储水能力，不但能供植被本身干旱应急所用，同时还能提供一部分水分保持地表径流的产生或补充地下水储积；生态水层同时也兼顾对各种补给水的水质过滤、蕴造作用。一般来说植被区越原始，腐殖层越厚，富水性越好，生态水储量越大。

如四川九寨沟的原始森林区腐殖层厚度达 60 cm～100 cm，四川黄龙后山的權丛、草甸腐殖层也有 15 cm～30 cm 厚，人站在其上如站在海绵上富有弹性；其上布满苔藓，苔藓之下埋藏着枯枝烂叶，进入秋冬，之上又开始铺上新的一层枯枝烂叶，一复一年，就形成了厚厚的腐殖层与苔藓层，它为原始森林或植被储水、供肥、保暖，促进了植被生长（图 2－11）；反之，植被生长的同时它又能源源不断地为腐殖层的形成提供原

料——枯枝烂叶，形成了生态的正常良性循环。

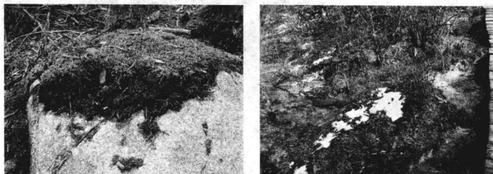


图 2－11　比较典型的腐殖层厚达 30 cm～60 cm

2.2.2.4　森林植被根系土壤层分布特征调查

该层调查比较困难，其厚度大多可以估计，或通过公路开挖的边坡观测测量得到，一般为数十厘米到 3 m 左右，此层总体比较薄，但非常重要，是植被生存的重要基础，没有该层就没有植被，也就没有生态水层。对于一般的權丛草甸区根系土壤层较薄，仅 10 cm～30 cm（图 2－12（a）），而林木区，可达 1 m 或数米（图 2－12（b）（c））。

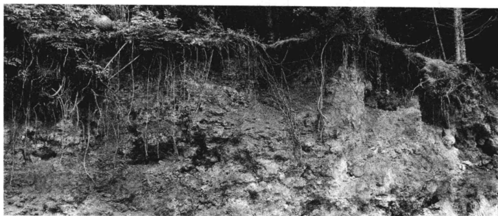
2.2.3　生态水系统分析

2.2.3.1　生态水层截储过程

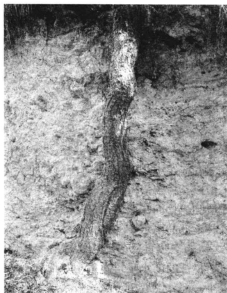
在前述章节已经说明有植被存在处就有生态水层，只是含水特征不一样，为叙述方便，这里重点讨论中国西部地区的典型森林－植被层，它包括權丛草甸植被，是乔木、權丛、草甸等有植被地方的统称。森林－植被不但以其覆盖层保护着土壤表层免受水蚀和土蚀，而且也以其高耸繁茂的枝叶组成的林冠层和疏松而深厚的枯枝落叶层截持大气降水，从而对大气降水进行重新分配。降落到森林上部的雨水，一部分被林木的树冠层（树叶、树干）所拦截，但大部分雨水穿过树冠之间的空隙直接落下或从林冠冠缘滴落下来，到达草被、苔藓、枯枝落叶腐殖层。被树冠拦截的降水量，除很小一部分用于湿润枝叶外，大部分直接蒸发返回大气中。还有很小一部分沿着树干流入根系土壤层中。

林地降水分为林冠上降水及林冠下降水。树冠上的降水量基本上与空旷地的降水量相同，因此又称为林外降水量。林冠下降水又称为林内降水量（冠下雨量），它由以下三部分雨量组成：一是从林冠间空隙，未接触树体，直接落到地面上的这部分雨量，一般称为通过雨量；二是由于重力作用，从树木的茎叶滴落下来到达地面层的水，称为滴下雨量；还有很小一部分沿着主树干流下来的雨水，称为树干茎流量。通过雨量、滴下雨量和树干茎流量一般统称为穿透雨量。

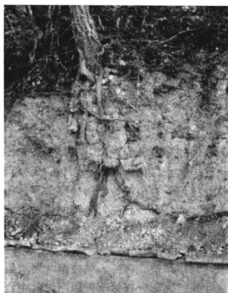
生态水层截储可分四个层次，一为林冠（包括任一种植被的叶面、枝体）截流；二为枯枝落叶腐殖层截流；三为根系土壤层截流；然后剩余水量才是通过包气土壤层形成壤中流、地下径流与地表径流，分别讨论之。



（a）



（b）



（c）

图 2－12　根系土壤层的剖面特征

2.2.3.2　植被叶冠－林冠层截留及影响因素

（1）冠层截流模型

植被冠层截流的讨论这里以“林冠”为例进行，植被冠层对大气降水截留量的系统研究是一项复杂困难的工作。为了构建比较合理的截流模型，特据林冠截流特征作以下假设：

第一，林冠截留量由林冠在降水过程中截留水分的蒸发量和林冠持留的水量组成。截留水分蒸发量只受冠层湿润程度和降雨时的气象条件的影响，冠层持留水量则是降水量、林冠形态特征、冠层湿润程度、降雨强度和降雨时间的函数；

第二，林冠截留量的变化率随降水量增加呈指数衰减，截留量趋近于常量，穿透水量随降水量增加而增加；

第三，林冠枝叶完全湿润，容纳的水量一定时，林冠截留量的变化是剩余容纳水量对降水量和枝叶表面蒸发量的函数；

第四，大气降水量一定时，林冠截留量取决于冠层枝叶容纳水量的能力和枝叶表面蒸发速率，是林冠生物量、湿润程度、降水时间和降雨时气象条件的函数；

第五，林冠完全湿润时所持的水量，由林冠层结构特征、降雨强度和降水时间决定，它是大气降水量与穿透水量和到达林冠水分完全饱和这段时间内枝叶表面蒸发量之差；

第六，对于某一林冠层，使其产生滴水时的最小降水量也并非常量，它随降水强度和历时不同而变化。

根据上述基本假设，可以建立微分方程组，对方程组联解，而导出林冠截留量，称之为林冠截流理论模型（式 2－6），其微分方程组的建立求解可参考相关生态系统研究专著，本教材只是直接引用，而不做详细介绍。

$$r = CEt(1-e^{-KP}) + (NP_0 - N\int_0^{P_0} f(p)dp - CEt_1)\left\{1-\exp\left[-\frac{\varphi(t_2)}{NP_0 - N\int_0^{P_0} f(P)dP - CEt_1}\right]\right\} \tag{2-6}$$

式中：r——林冠截留量；

C——林冠枝叶蒸发面积；

E——蒸发速率；

t——降水历时；

K——比例系数；

N——林冠覆盖面积与林地面积的比（即郁闭度）；

P——降水量；

P_0——使林冠枝叶完全湿润（或使冠层发生滴水时）的最小持水量；

$f(P)$——林冠层湿润程度的特征函数；

t_1——降水开始到枝叶完全湿润（或冠层出现滴水）时的降水时间；

$\varphi(t_2)$ ——冠层枝叶特征量和距前次降水时间后的时间间隔的函数。

以上方程中的各参数“降水中的蒸发量”、“穿透林冠层水量”、“使林冠层完全湿润的最小降水量”、“冠层饱和持水量”的计算也有相关推导公式，这里不做详细讨论。

① 其中“降水中的蒸发量”计算采用：

$$r_1 = CEt(1-e^{-KP}) \tag{2-7}$$

式中：r_1——枝叶表面蒸发量。

当降水量 $P \to 0$ 时，蒸发量 $r_1 \to 0$；当 $P \to \infty$，$r_1 = CEt$。式中的蒸发表面积（C）、

降水量（P）和降水量时间（t）都可实测得到。考虑到降水中枝叶表面布满水珠，近似地把蒸发速率（E）看成是一个自由水表面。它可以根据彭曼热量平衡和空气动力学法推导出自由水面的蒸发速率公式来计算：

$$E_{pt} = \frac{T \cdot \sigma + \beta \cdot \Delta p}{T + \Delta p} \tag{2-8}$$

式中：E_{pt}——自由水面蒸发速率；

T——干湿温度常数；

σ——在理想水面条件下的参数，即风速饱和差函数；

β——有效辐射；

Δp——湿球温度（℃）时的饱和水气压差。

在实用时必须注意枝叶表面的特殊性，对某些参数进行适当调整，以便求出在降水条件下符合林冠表面的蒸发速率。

现求出（2－6）式中的系数（K），并对（2－6）式微分

$$\frac{dr_1}{dp} = K[CEt(1 - e^{-KP})] \tag{2-9}$$

当 $dp \to 0$，$dr_1 \to 0$，于是 $dr_1/dp \approx 1$，那么就有

$$KCEt = 1 \tag{2-10}$$

$$K = \frac{1}{CEt} \tag{2-11}$$

只要测得 C、E 和 t 值，即可求出 K 值。

② 穿透林冠层水量则由下式求得：

$$P_m = (1 - N)P + N\int_0^{P_0} f(P)dP \tag{2-12}$$

式中：P_m——穿透林冠层水量，其余符号意义同式（2－6）。

在（2－12）式中林分郁闭度（N）和降水量（P）都可以实测，$f(P)$ 为林冠特征和冠层湿润程度的函数。不同的林分冠层，$f(P)$ 的表达式是不相同的。

使林冠层完全湿润的最小降水量的确定可从实测或模拟试验中取得。

从理论上分析，对于具有一定枝叶表面（或枝叶重量）的林分，要使冠层枝叶完全湿润的水量应是一定的。即是说，使具有一定结构特征的冠层水分达到饱和的最小降水量（P_0）是常量，也正因这种原因，在许多林冠截留的模式中，把它作为常量对待。

实际上，对于同一林冠，其林冠产生滴水的降水量也并非常量。在一个林分内，若降水量相同、降水强度不同，穿透冠层的水量不同。强度大的阵性降水，由于雨粒对枝叶表面的冲击力，使水珠易从枝叶表面滴下，在林冠层水分还没有达到完全饱和以前就已有穿透水发生。毛毛细雨，均匀地截留在林冠表面，只有冠层完全湿时，才有滴水产生。要使毛毛细雨到达完全湿润枝叶表面的降水量，必须有较长的降水时间，而在这段时间内，截留水分的蒸发量也相应增加，无疑又使林冠湿润的降水量发生变化。P_0 是降水强度和降水时间的函数。因此，在实用中，P_0 随降水强度和历时不同而取不同的值。P_0 值的确定可从大量的观测资料或模拟试验的结果得出。

③ 冠层饱和持水量，从林冠穿透水量的理论方程中，可进一步推导出林冠层的饱

和持水量。

假定大气降水量为 P_0（使林冠完全湿润时的降水量），根据公式（2－12），穿透林冠的水量是

$$P = (1-N)P_0 + N\int_0^{P_0} f(P)\mathrm{d}P \tag{2-13}$$

当林冠完全饱和时，林冠截留水量应是降水量与穿透水量之差，即

$$r_{i0} = P_0 - [(1-N)P_0 + N\int_0^{P_0} f(P)\mathrm{d}P = NP_0 - \int_0^{P_0} f(P)\mathrm{d}P \tag{2-14}$$

式中：r_{i0}为林冠层水分完全饱和时截留的水量。

实际上，从降水开始到林冠层完全湿润的这段时间内，有部分截留的水量已被蒸发掉，冠层饱和持水量应是饱和截留量和已蒸发的水量之差，即

$$r_w = r_{i0} - CEt_1 = NP_0 - N\int_0^{P_0} f(P)\mathrm{d}P - CET_1 \tag{2-15}$$

式中：r_w——冠层饱和持水量。

（2）模型的实际应用

为了验证模型的实用性，对有 23 年生长期的杉木人工林林分，其郁闭度为 0.9（$N=0.9$），冠幅（圆形）平均直径为 2.5 m（$D=2.5$ m），无枝叶的空间圆直径平均为 0.5 m（$d=0.5$ m）的情况进行计算。

假定在不同降水性质下，使冠层完全湿润的最小降水量平均为 11.5 mm，从降水开始到降水量为 11.5 mm 这段时间内，截留蒸发量为 0.1 mm，而且，又假定降水量超过 11.5 mm 时，凡增加 10.0 mm，截留水分蒸发量增加 0.1 mm。在这些假设的前提下，再把模型（2－6）中的参数转化为含 D 与 d 的公式计算杉木人工林林冠截留量，其结果列于表 2－3 中。

表 2－3　杉木人工林林冠截留量的理论值（单位：mm）

降水量	截留蒸发量	冠层持水量	截留量
0.5	0.1	0.3	0.4
1.0	0.1	0.5	0.6
2.0	0.1	1.0	1.1
3.0	0.1	1.4	1.5
5.0	0.1	2.1	2.2
10.0	0.1	3.2	3.3
15.0	0.1	3.7	3.8
20.0	0.2	3.8	4.0
25.0	0.2	3.9	4.1
30.0	0.3	4.1	4.4
35.0	0.3	4.2	4.5
40.0	0.4	4.2	4.6

续表2－3

降水量	截留蒸发量	冠层持水量	截留量
45.0	0.4	4.2	4.6
50.0	0.5	4.2	4.7
55.0	0.5	4.2	4.7
60.0	0.6	4.2	4.8
65.0	0.6	4.2	4.8

注：引自杉木林生态系统学，田大伦等，科学出版社，2003。

从表2－3看出，杉木人工林冠饱和持水量的理论值为4.2 mm。当降水量少于35 mm，冠层持水量随降水量增加而增加，降水量大于35 mm后，林冠层持水量不再增加。截流量的增加是截留水分蒸发引起的。

林冠截留量的理论和实测值的比较（见表2－4），误差仅在0%～±12.8%之间，证明模型符合实际。假若模型中的参数为另一种林分冠层特征参数，只要参数假设合理，推算正确，同样能得到另一种林分林冠截留的理想结果。因此，这一理论模型能适用于所有森林林冠截留量的计算。

表2－4　林冠截留的理论值和实测的比较

理论值				实测值				
降雨量	蒸发量	冠层持水量	截留量	一次降水量级	测定次数	降雨量	截留量	误差
0.3	0.1	0.2	0.3	0.1～0.5	49	0.3	0.3	0
0.74	0.1	0.41	0.5	0.6～1.0	44	0.73	0.56	8.9
1.4	0.1	0.8	0.9	1.1～2.0	52	1.4	0.9	0
2.9	0.1	1.4	1.5	2.1～4.0	61	2.9	1.4	−7.1
4.9	0.1	2.1	2.2	4.1～6.0	21	4.9	2.1	−4.8
7.8	0.1	2.7	2.8	6.1～10.0	37	7.8	2.5	−12.8
12.6	0.1	3.5	3.6	10.1～15.0	25	12.6	3.4	−5.9
16.8	0.1	3.8	3.9	15.1～20.0	8	16.8	3.9	0
23.8	0.2	4.0	4.2	20.1～30.0	12	23.8	3.9	−7.7
35.3	0.3	4.2	4.5	30.1～40.0	7	35.3	4.2	−7.1
48.0	0.5	4.2	4.7	40.1～60.0	4	48.0	4.8	2.0
65.3	0.6	4.2	4.8	≥60.1	2	65.3	4.8	0

注：引自杉木林生态系统学，田大伦等，科学出版社，2003。

从以上计算可以看到：降到森林－植被上的雨滴，首先落在树木的枝、叶、干等树体表面，由于表面张力和重力的均衡作用，一部分雨水被吸附着，或者积贮在枝叶的分叉处被保留下来。这种树冠对降水的截留作用，减少了大气降雨到达地面的数量和速度，调节了地面径流形成的数量和强度，减少了水土流失。因此，它是研究森林中水

分、养分循环及水土保持等方面的重要基础，也是生态水层研究的重要部分。

(3) 林冠截留的影响因素

影响林冠截留的因素主要有降水量、降水性质、林分年龄、郁闭度、林冠枝叶湿润状况以及气候状况等，下面分别讨论之。

① 降水量的影响。植被叶冠或林冠的截留作用随降水量级的不同而发生变化。一次性降水在 0.5 mm 以下时，18 年～22 年生的杉木林能截留全部降水量，截留率为 100%；雨量在 4.9 mm 时，截留水量 2.1 mm，截留率为 42.9%；雨量增加到 23.8 mm，截留量增加到 3.9 mm，截留率反而减少，只有 16.4%，截留量随降水量增大而增大，但它们不是线性相关，截留率却随降水量增加而逐渐减少。

一次降水量在 48 mm 时，植被叶冠林冠截留雨量 4.8 mm，当降水量增加到 65.3 mm，截留量只有 5.1 mm，截留率从 10.0%下降到 8.0%，说明叶林冠截留作用不是无限的。表 2－5 表明，3 次测定一次性降雨量在 100 mm 左右时，杉木林的截留量分别为 6.1 mm、6.15 mm 和 6.1 mm，说明叶林冠对降水的截留量有一个极限值。

表 2－5　不同雨量级的植被叶冠、林冠截留量和截留率（1983 年—1986 年）

一次性降雨量/mm	测定次数	降水量/mm	截留量/mm	截留率/%
0.1～0.4	40	0.4	0.4	100
0.4～0.6	27	0.52	0.52	100
0.7～1.0	44	0.73	0.56	76.6
1.1～2.0	52	1.4	0.9	64.3
2.1～4.0	61	2.9	1.4	48.7
4.1～6.0	26	4.9	2.1	42.9
6.1～10.0	37	7.6	2.5	32.7
10.1～15.0	25	12.6	3.4	27.0
15.1～20.0	9	16.8	3.7	22.4
20.1～30.0	12	23.8	3.9	16.4
30.1～40.0	7	35.3	4.2	11.9
40.1～60.0	3	40.0	4.8	10.0
60.1～80.0	6	65.3	5.1	5.0
80.0～110.0	3	101.4	6.13	6.0

注：引自杉木林生态系统学，田大伦等，科学出版社，2003。

② 降水强度的影响。植被叶冠的截留能力也随降水强度不同而不同。例如，在湖南会同 1980 年 5 月中有 2 次降雨：一次降雨量 31.7 mm，历时约 6 h，截留量 3.5 mm；另一次降雨30.5 mm，历时 9 h，截留量 4.6 mm。后者的截留量是前者的 131.1%，截留率 4.1%。强度大的阵性降雨，一方面由于雨粒的冲击力较大，造成枝叶的摇晃，停留在枝叶表面的水滴容易往下滴，削弱了林冠截留的功能；另一方面，降雨历时短，植被叶冠林冠截留作用时间也较短。毛毛细雨，历时较长，截留作用得到充分发挥，截留

水分蒸发到大气的时间也较长，因而增加了截留量。对不同降水强度下，林冠的截留作用时间进行分析，当降雨量为 2.5 mm/h，林、叶冠对雨水的截留作用达 40 h 之久。当降雨量为 17.5 mm/h 时，其作用时间大为缩短，只有 5.8 h。

③ 降水性质的影响。由表 2－6 可以看出，植被叶冠或林冠截留的年变化主要由降雨性质决定，冬雨天虽多，但以小雨为主，植被叶冠、林冠截留能力在小雨过程中得到充分表现，截留率增大，截留量大都在 30%左右。5 月和 6 月雨量多，降雨频率和强度都比较大，植被叶冠－林冠层常处于湿润状态，植被叶冠林冠截留的能力降低，截留率变小，只有 17.5%左右。

图 2－13、图 2－14 反映了截留量随降雨量的变化而变化的速率。在降雨量较小（$P\leqslant20$ mm）时，随着降雨量的增大，截留量的增加速度急剧下降，当降水量大于 20 mm（小于 70 mm）时，尤其当 30 mm$<P<$70 mm 时，其增加速率几乎稳定在同一水平线上（0.08）。林冠对降雨的截留作用，在降雨量较小时效果明显。

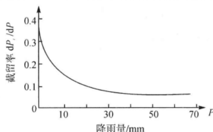


图 2－13　dP_i/dP 与 P 的关系

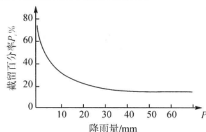


图 2－14　P_i 与 P 的关系

表 2－6　植被叶冠截留作用的年变化（1983 年—1986 年）

月份	降水量/mm	截留量/mm	林下降水量/mm	截留率/%
1	42.8	14.1	28.7	32.9
2	76.7	24.0	52.7	31.3
3	75.4	25.3	50.1	33.4
4	132.5	31.3	101.2	23.6
5	194.4	34.1	160.3	17.5
6	137.6	24.1	113.5	17.5
7	64.2	13.4	50.8	20.9
8	96.0	19.9	66.1	20.7
9	73.9	22.2	51.7	30.0
10	70.1	23.0	47.1	32.8
11	54.8	17.7	37.1	32.3
12	47.2	17.5	31.6	32.9
总计	1065.5	264.6	800.9	24.8

注：引自杉木林生态系统学，田大伦等，科学出版社，2003。

④ 植被叶冠、林冠形态的影响。杉木林林冠截留量与林分的郁闭度有关，郁闭度越大，则其截留越大。同龄林分，郁闭度为 0.7 时，林冠截留量为 18.7%；郁闭度为 0.9 时，林冠截留量达 24.8%，当郁闭度为 0.3 时，林冠截留量为 11.3%（表 2-7）。

表 2-7　同一林龄林冠截留量与郁闭度的关系

郁闭度	0.3	0.7	0.9
林冠截留降水量/%	11.3	18.7	24.8

在天然发育过程中，林冠的郁闭度和叶片量随着林龄增长而变化，从幼龄到中龄，随着林龄增高，叶片量增加，林冠的截留量也随之增加。但当林分接近熟林和成熟林时，林分的叶片量逐渐减少，林木逐渐稀疏，其林冠截留量也随之减少。从表 2-8 可以看出，杉木林从幼龄开始就具有明显的截留降水量作用。

表 2-8　杉木林林冠截留水量与林龄的关系

林龄/年	3	5	11	16	23
林冠截留降水量/%	3.7	6.2	21.3	24.8	19.6

此外，林冠的截留作用也受枝叶湿润度的影响。截留量的大小与距前次降水的时间间隔有关，相隔时间越大，截留的能力越大，时间越短，截留的功能越小。1986 年 5 月～6 月，降水量在 15 mm～20 mm 之间，与前次降水时间相隔 4 h，截留量 1.8 mm，相隔 10 h～13 h，截留量 2.9 mm，相隔 1 d 以上截留量增加到 3.7 mm。

⑤ 植被类型与植被组合的影响。以上讨论主要从人工杉木林单一植被讨论，如果其植被类型不一样，如阔叶林、落叶林，混合林、乔灌林、灌丛草甸，其冠层截留量相差十分悬殊，需要专门研究。对于原生混合林其截留量将大于单一的人工针叶杉树林。

2.2.3.3　林冠下降水量

林冠下降水量的多少，取决于林冠对大气降水的截留性质，与林分的年龄、林分结构、郁闭度、降水量的大小、降水的性质和降水时的气候状态有关。杉木林的冠下降水量占大气降水量的 70%以上，如 16 a～22 a 生杉木林，林分郁闭度 0.8 以上，林冠下降水量为冠上降水量的 67%～82%。

当大气降水吸附在枝叶表面，沿着树干流下进入的水量称为树干流。由于杉木具有较厚而松软的皮部组织，能吸收较多的水分，如林地 16 a～22 a 生杉木林，树皮能吸收 2.16 mm～2.38 mm 雨水。因此在一般情况下，杉木林很少出现树干流现象。杉木林的树干径流量一般为大气降雨量的 1%左右。

2.2.3.4　枯枝落叶腐殖层截储特征

枯枝落叶腐殖层是生态水层的一个重要组成部分，过去国内外森林水文学研究中对冠层截留、植被蒸腾蒸发研究较多，很少涉足林下枯枝落叶-腐殖层对降水的截留，枯枝落叶-腐殖层中的截流有的归并到土壤层中研究，事实上在原始或原生植被带该层的降水截留作用比冠层截流更为重要，特别数十年甚至数百年沉降下来的枯枝落叶厚度不

薄，经物理化学与生物化学作用后，形成了非常疏松的腐殖层并与苔藓共生，储水性能极强，可达超饱和状态。

该层的储水截留研究可从现场测量进行，也有学者在室内模拟进行。过去研究枯枝落叶滞蓄作用，大多采样在室内用实验方法进行测量和推算，常用试料洒水法和浸水法。这里用实验室模拟方法，着重探讨枯枝落叶对降水与地表径流的滞蓄过程。

将野外采集的有代表性的枯枝落叶均匀地铺在模型槽里，再使模型槽转到某一坡度，进行人工降雨，测定降雨通过槽里枯枝落叶的流量过程。

水在枯枝落叶层中的运动，从根本上说是重力作用在坡体上的分量驱动着水顺坡流动，表述这种运动的正是流体力学中的连续性方程：

$$\frac{\partial W_h}{\partial t} = B - \frac{\partial R_s}{\partial x} \tag{2-16}$$

式中：W_h——枯枝落叶层中水深，即含水量；

R_s——地表径流；

B——雨强；

x——垂向空间变量。

式（2－16）是一个理论性方程。为解这个方程必须确定径流 R_s 和水深 W_h 之间的关系。实际上含水量空间分布不均，由于地面倾斜造成的水力梯度产生的斜坡分量将驱动存于腐殖层空间的水分沿坡面向下流动，据此，可以建立另一个一维方程

$$R_s = f\left(\frac{\partial W_h}{\partial x}, (W_h - W_o)\sin A\right) \tag{2-17}$$

式中：W_o——枯枝落叶层的饱和持水量；

A——地面坡度角。

可对$\frac{\partial W_h}{\partial x}$和（$W_h - W_o$）$\sin A$ 作泰勒展开。考虑到 f 应该是 $\sin A$ 的奇函数，故展开（$W_h - W_o$）$\sin A$ 的偶数项都应舍弃，而挑选 1，3，5…次项中的某些奇次项，选取原则看是否与实验数据符合。因此，（2－17）式可视作经验方程。

（2－16）式和（2－17）式组成的枯枝落叶腐殖层滞蓄模型是混合模型。理论模型由过程的机理推导而得，其参数可直接测量，求取腐殖层的储水量随时间变化过程；经验方程部分可根据一系列实测资料，通过拟合方式反求参数，然后求得所需结果，求取由于腐殖层的释水而产流的过程。

图 2－15 即为模拟同一降雨强度下的具有不同含水量的枯枝落叶腐殖层截水产流过程，从图中可以看出，对于无腐殖层的裸露地段的产流在 20 min 内达到高峰并急剧变小，而对存在枯枝落叶层的地段，产流过程，特别是产流的衰减过程则非常缓慢，表明腐殖层的滞流保水的作用十分明显。

实际上，发育良好的腐殖层其储水性质不能简单地作为非饱和层或饱和层使用达西理论来讨论，在丰富降雨条件下，它以一种超饱和方式储存，因而本层的水量计算或估计可视降水条件不同采用不同的理论公式讨论。

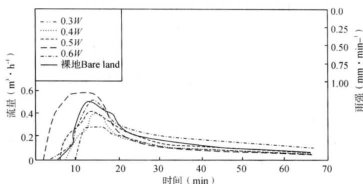


图 2－15　常雨强穿过不同含水量的枯枝落叶腐殖层后的地表径流过程

（引自生态动力学．科学出版社．裴铁璠等．2001）

2.2.3.5　根系土壤层截留

土壤层应分两大部分，以植被根系能到达的最大深度划界，以下为纯包气土壤层，之上为根系土壤层。其最大区别在于包气土壤层孔隙小、透水性差，无生物作用包括植被根系作用与细菌生物化学作用。而根系土壤层与腐殖层密切相邻，质地较为疏松、孔隙大，透水与储水性能好，因而根系土壤层为生态水层的另一重要层位，该层厚度分布也不均一，大者可达数米，小者也只有数十厘米。

根系土壤层的容重由土壤的结构和有机质多少来决定，森林－植被每年都有枝叶落下，地表面凋落物多，有机质和腐殖质含量高，随着土层加深，它的含量减少，所以林地土壤的容重也随着土层的深度增加而逐渐增大。

根系土壤层的渗透性主要取决于非毛管孔隙的质和量。土层的大孔隙越多，且具有某些团粒结构或某些粒状结构、其土壤渗透性越强。植被－林地可以改善土壤结构，促进团粒结构形成，增加土壤的渗透水分的性能。土壤的稳渗性在一定程度上，可以作为衡量各种土壤的渗透性能的指标。据 22 年生杉木林土壤 0 cm～20 cm 土层稳定渗透速度测定，平均可达 3.47 mm/min，均比人为干扰过的杉木林（3.20 mm/min）和采伐迹地（2.14 mm/min）大。

实际上目前对“非饱和土壤水”的研究大多集中于根系土壤层。并形成了较成熟的理论。一般采用非饱带达西理论研究，这里只做简单介绍。

根据 Bukingham、Richards、Gardner 等人的研究，在一般情况下，达西定律对非饱和土壤水分运动也是同样适用的，例如在 x、y、z 方向的渗透速度可写成：

$$\left.\begin{aligned} v_x &= -k(\theta)\cdot\frac{\partial\varphi}{\partial x} \\ v_y &= -k(\theta)\cdot\frac{\partial\varphi}{\partial y} \\ v_z &= -k(\theta)\cdot\frac{\partial\varphi}{\partial z} \end{aligned}\right\} \tag{2-18}$$

式中：v_x、v_y、v_z——分别为 x、y、z 方向的渗透速度；

$\varphi=h+z$——土壤水总势能（以总水头表示）。

在饱和水的情况下 h 值为正值，在非饱和土壤中为负值。

在非饱和的情况下，（2－18）式中的 k 为非饱和土壤的渗透系数或水力传导度，随含水率 θ 的大小而变化，可写成 $k(\theta)$。在饱和的情况下，$\theta=\theta_s$，水力传导度 $k(\theta)=k(\theta_s)$ 或写成 k_s。

（1）水流连续方程式

取矩形六面单元，其中心坐标为 x、y、z，其方向的渗透速度分量分别为 v_x、v_y、v_z，在 x、y、z 方向总流入与流出量差值为

$$-\left(\frac{\partial v_x}{\partial x}+\frac{\partial v_y}{\partial y}+\frac{\partial v_z}{\partial z}\right)\mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z \tag{2-19}$$

单位时间内土壤六面体中储存量的变化，即储存量在时间上的变化率为

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}\mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z \tag{2-20}$$

式中：θ 为体积含水率（即土壤中含水体积与土壤骨架体积的比值）。

根据质量守恒原则，式（2－19）、式（2－20）应相等，从而可得到土壤水流连续方程：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=-\left(\frac{\partial v_x}{\partial x}+\frac{\partial v_y}{\partial y}+\frac{\partial v_z}{\partial z}\right) \tag{2-21}$$

（2）以含水率为变量的根系土壤层非饱和水运动的基本微分方程式

将（2－18）式中各方向渗透速度的分量代入水流连续方程式（2－21），可得

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[k(\theta)\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[k(\theta)\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[k(\theta)\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right] \tag{2-22}$$

考虑到

$$\varphi=h+z$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial x}=\frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial y}=\frac{\partial h}{\partial y}$$

$$\frac{\partial\varphi}{\partial z}=\frac{\partial h}{\partial z}+1$$

并将它们代入（2－22）得

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial x}\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial y}\right]}{\partial y}+\frac{\partial\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial z}\right]}{\partial z} \tag{2-23}$$

考虑到$\frac{\partial h}{\partial x}=\frac{\partial h}{\partial\theta}\cdot\frac{\partial\theta}{\partial x}$等关系，并令

$$D(\theta)=k(\theta)\cdot\frac{\partial h}{\partial\theta}$$

可得

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial y}\right]}{\partial y}+\frac{\partial\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right]}{\partial z}+\frac{\partial k}{\partial\theta}\cdot\frac{\partial\theta}{\partial z} \tag{2-24}$$

式中：$D(\theta)$ 称为扩散度，表示单位含水率梯度下通过单位面积的土壤水流量，其值为土壤含水率的函数。

(3) 以压力水头（土壤负压）为变量的根系土壤层水分运动的基本方程式

由于在一般情况下土壤负压与含水率之间存在着函数关系，因此，非饱和根系土壤层的水力传导度同样是土壤负压的函数，即 $k(h)$，可用多种经验公式表示。

根据水力传导度与土壤压力的关系，根系土壤层水分运动方程也可写成另一种形式：

渗透速度在 x、y、z 各方向的分量为

$$v_x=-k(h)\cdot\frac{\partial h}{\partial x},$$

$$v_y=-k(h)\cdot\frac{\partial h}{\partial y},$$

$$v_z=-k(h)\cdot\frac{\partial h}{\partial z}+\partial k(h)$$

将以上各式代入水流连续方程得

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial x}\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial y}\right]}{\partial y}+\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial z}\right]}{\partial z}+\frac{\partial k(h)}{\partial z} \tag{2-25}$$

考虑到

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial\theta}{\partial h}\cdot\frac{\partial h}{\partial t}=C(h)\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-26}$$

将（2－26）式代入（2－25）得

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial x}\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial y}\right]}{\partial y}+\frac{\partial\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial z}\right]}{\partial z}+\frac{\partial k(h)}{\partial z} \tag{2-27}$$

式中：$C(h)=\frac{\partial\theta}{\partial h}$，表示在单位压力水头降低时自单位体积土壤中所释放出来的水的体积，其量纲是 $[L^{-1}]$。$C(h)$ 称之为土壤的容水度，它与饱和土壤的给水度相似。

在初始条件和边界条件已知的情况下，可根据这些条件求解式（2－24）、式（2－27），从而求得根系土壤层含水率或土壤负压和土壤水流量的计算公式，或用数值计算法直接计算各点土壤含水率（或负压）和各时段土壤水的流量。

2.2.3.6 生态水层截储后的径流分析

(1) 产流过程曲线形态类型

森林－植被区　由于降雨强度不一样，生态水层截流后的径流过程也不尽相同，其特征形态大致可分以下 4 种类型（见图 2－16）：

① Ⅰ型洪水径流过程：雨强大，历时短，单雨峰形成双洪峰。前峰尖瘦，后峰小而平缓，这一类型以地表径流为主体。

② Ⅱ型洪水径流过程：降水集中，单雨峰形成双洪峰。前峰尖瘦而且小，后峰大而平缓，这一类型以地下径流（含壤中流）为主体。

③ Ⅲ型洪水径流过程：降水较分散，历时较长，整个径流过程主体时涨时落，在主体上对应每一雨峰均一出现洪峰，呈多峰形。这类洪峰主要由地表径流产生，而平缓主体是由地下径流（含壤中流）构成。

④ Ⅳ型洪水径流过程：雨强小，历时长，洪水起涨缓慢，洪峰平缓，主要由地下径流形成，而地表径流所占比例很小。

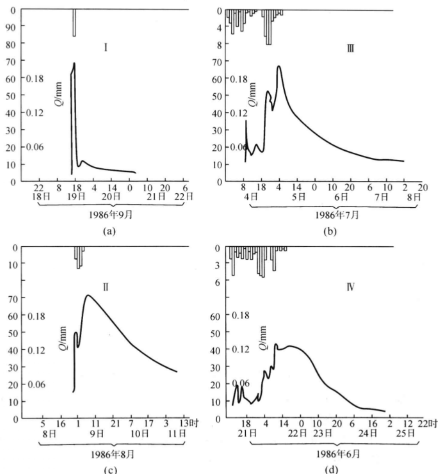


图 2－16　杉木林地洪水径流过程的 4 种类型

（引自杉木林生态系统学．田大伦等．科学出版社．2003）

从图 2－16 可以看出，杉木人工林生态系统具有降低洪峰，推迟峰期，延长流时等水文生态效应。这种林冠对雨水的截留、林下地被物对地表径流的阻挡以及林地强大的蓄水能力，形成了巨大的生态水层。

（2）地表与地下径流分布特征

① 地表径流：从表 2－9 中看出，集水区杉木林地表径流量很小，年平均为 9.27 mm，占年总径流量的 4.5%，径流系数 0.008。杉木林集水区地表径流如此之小，与林冠对雨水的截留，枯枝落叶－腐殖层及根系土壤层共同对雨水的截留、吸收与缓存有关，证明森林－植被层对降雨有很强的截储作用或说林地具有很强的保水性能。

② 地下径流：杉木林集水区地下径流年输出量 203.00 mm，占总径流量的 95.5%，其径流系数 0.191。从地下径流的年变化看出，它对降雨量有滞后效应。一年中，降雨量峰期出现在 5 月，地下径流峰期到 6 月才出现。2 月～3 月和 7 月～8 月降雨量相差不大，但后者的径流量是前者的 2 倍多，这与 4 月～6 月降雨量大，大量水分储存在生态水层中有关。同时，也说明了森林－植被层具有调节径流、推迟洪峰、减少峰值量的生态水文效益。

表 2－9　22 年生杉木林地月径流统计表

月份	降水量 /mm	净降水量 /mm	地表径流 /mm	地下径流 /mm	总径流 /mm	地表径流系数/%	地下径流系数/%	总径流系数/%
1	42.80	28.70	0.29	5.00	5.29	11.7	0.7	12.4
2	76.70	52.70	0.25	7.94	8.49	10.4	0.7	11.1
3	75.40	50.10	0.67	9.11	9.78	12.1	0.9	13.0
4	132.50	101.20	1.18	19.47	20.65	14.5	1.1	15.6
5	194.40	160.30	2.43	33.82	36.25	17.4	1.1	18.6
6	137.60	113.50	1.61	44.10	45.62	32.0	1.2	33.2
7	64.20	50/80	0.67	21.73	22.40	33.8	1.0	34.8
8	96.00	66.10	0.64	21.43	22.07	22.3	0.7	23.0
9	73.90	51.70	0.41	17.14	17.55	23.3	0.5	23.7
10	70.10	47.10	0.33	10.11	10.44	14.4	0.5	14.9
11	54.80	37.10	0.29	7.03	7.32	12.8	0.6	13.4
12	47.10	31.60	0.20	6.21	6.41	13.2	0.4	13.6
总计	1065.50	800.90	9.27	203.00	212.27	19.1	0.8	19.9

注：引自杉木林生态系统学，田大伦等，科学出版社，2003。

③ 逐月径流量的模拟与预报：由于一年中降水呈季节性周期变化，月径流量也呈季节性周期变化，且同一月中径流量很接近，因此，可采用季节性水平时间序列模型进行模拟及预报。预报模型为

$$Q_t = \bar{Q}_i \cdot \rho_t \tag{2-28}$$

式中：Q_t——时段 t 的径流量；

$\bar{Q}_i$——每个时段的平均径流量；

ρ_t——时段 t 径流量的季节比（$\rho_t \geqslant 0$，每一周期内的平均值为 1）。

以上时间系列方程的实现是通过 T 个历史数据 $\{x_1, x_2, \cdots, x_T\}$，求得 $\bar{Q}_i$ 与 ρ_t

的估值，以此来对未来时段的径流量进行预测。从 T 时段起，每得到一个新的月径流量数据，就要更新从前的估值，以新的估值进行未来月径流的预报。具体实施步骤可参考有关文献。

2.2.4　生态水层调查方法

2.2.4.1　生态水调查常规方法

生态水的储存、径流与排泄方式虽与地下水有相似之处，但由于其储存介质的特殊性，其储存、径流与排泄方式也有其本身的特殊性，地下水一般为饱和水运动，具有稳定与可测的地下水面；土壤水为非饱和水运动，不具稳定的水位或水面；而生态水可随季节变化，可从“非饱和”—“饱和”—“过饱和”或从“过饱和”—“饱和”—“非饱和”各状态变化，其水位也可介于稳定、不稳定或“不存在”各状态之间变化。其运动方式不但具有地下水与土壤水运动特征，在一定条件下也具有地表水运动特征。因而，其研究方法应综合地下水、土壤水及地表水研究方法，并且充分吸取水文地质学、地表水文与土壤水文学、森林水文学的理论，利用现场实验与室内模拟技术对生态水进行系统研究。如用便携钻测定腐殖层与根系土壤层厚度，用土壤计测定腐殖层湿度、含水率等参数，或用估算方法测定降水的截储系数等。

2.2.4.2　环境遥感综合研究方法

鉴於生态水层的特殊性、生态水层变化的季节性、生态水层分布的模糊性，以及常规方法研究的困难性；同时鉴於遥感方法的宏观性、对温度水分反应的敏感性，以及它的时效性，结合现场实验研究，建立与遥感信息量的关系，利用环境遥感技术可有效地完成生态水的研究。

目前遥感技术快速发展、遥感成像获取信息能力迅速提高，特别是我国 863－308 航空对地遥感本身精度的提高与信息量的增强，以及我国基础研究理论的深入（包括计算机数据处理与图像处理量的增大、速度的提高），对生态水的量化研究成为可能。

中国西部地区大多处于高山峡谷区，大部分地区交通条件、工作条件十分艰苦与不便，生态水资源调查若采用常规地面测绘方法进行，不但耗时、耗力，而且需要相当的财力支撑，即便用常规方法能完成整个西部的调查，其结果可能是反映两年前的生态水历史，而不是生态水的现在。我们最需要了解与掌握的是生态水的“现在与将来”，更何况在西部地区仅依靠常规方法也得不到完整的调查结果或完成不了这项地形复杂、地域广阔、科技含量很高的调查任务。而环境遥感调查不但具有省时省力、耗资少等优点，其研究成果能反映实时现状特征，而且能预测未来变化过程。

2.3　地表水系统调查

2.3.1　地表水系统的重要术语与概念

2.3.1.1　河网与流域面积

（1）河网

河网是河流水系的简称，它由干流和大大小小的支流交汇而组成。流域内河流的总

长度与流域面积的比值称为河网密度，度量单位为 km/km²。河网密度与土质、透水性、植被和地面坡度有关。对于抗侵蚀力强、透水性好、植被度大、坡度平缓的流域，河网密度一般较低；反之，河网密度较高。

（2）流域面积

分水线包围的区域称为集水流域，其平面投影的面积为集水区面积或流域面积。分水线又称分水岭，是山峰和山脊的连线（图2－17中虚线圈闭范围）。流域的分水线并非固定不变，这除了与流水侵蚀和袭夺作用有关外，还受到开挖新河及兴建跨流域引水工程等人类活动的影响。分水线改变了，流域面积也随之改变。因此，在勾绘流域分水线时，应采用新近绘制的比例尺适当的地形图，必要时还应到现场进行核对，以免出现错误。

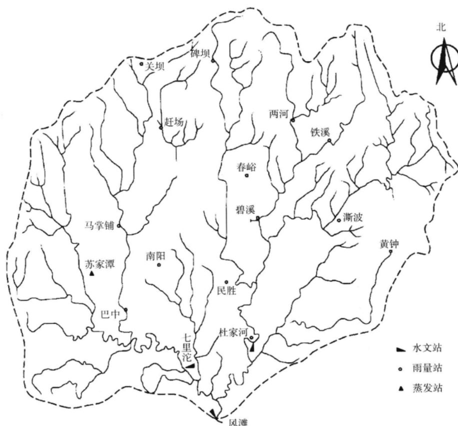


图2－17　河网与流域面积分布图

（3）落差与比降

河段上游与下游两端之间的高程差为落差。河源与河口之间的高程差称为总落差。

单位河长的落差称为河道比降。由于河网中每条河流都有其纵断面，因此河网的平均河道比降是不易定义的，在实际应用中，一般只考虑干流的平均比降。

2.3.1.2 水情要素

水情要素是用以表达河流水文情势变化的主要尺度。它包括水位、流速、流量、枯水、洪水等。充分掌握水情要素资料，是研究河流水文的重要基础。

(1) 水位

水位指水体的自由水面高出某一基面以上的高程。高程起算的固定零点称基面。

基面有两种：

① 绝对基面，目前全国统一采用黄海基面；

② 测站基面，指测站最枯水位以下 0.5 m～1.0 m 作起算零点的基面。影响水位变化主要因素是水量的增减，此外还受河道冲淤、风、潮汐、冰凌和人类活动等影响。

(2) 流速

流速指河流中水质点在单位时间内移动的距离。流速在河流断面的分布是不一样的，一般都是由河底向水面、两岸向河心逐渐增大。在正常情况下，最大流速分布在水面以下 0.1 m～0.3 m 水深处，平均流速分布在 0.6 m 水深处。

(3) 流量

流量指单位时间内流经某一过水断面的水量。河流断面上水位的变化，从本质上看是由于流量变化所致，水位变化是流量变化的外部反映。

(4) 洪水

大量降水或积雪融水在短时间内汇入河槽，形成特大的径流，称为洪水。洪水灾害威胁着人们的生命和财产安全，因此研究洪水的形成和运动规律，进行抗洪、防洪是非常重要的。从水文调查的角度要重视历史洪水的调查。

历史洪水调查内容包括：

① 调查历史上洪水发生的情况：各次洪水发生的时间、洪水来源、本流域及附近流域的降水情况、洪痕的位置；

② 进行简易地形和洪痕高程测量；

③ 整理分析测量结果并推算洪峰流量。

(5) 枯水

枯水是河流断面上较小流量的总称。枯水经历的时间为枯水期，当月平均水量占全年水量的比例小于5%时，则属于枯水期。枯水径流主要依靠地下水的补给。枯水调查主要侧重于最枯水量与水位调查。

(6) 径流与径流过程

流域上降水（液态或固态）所形成的沿流域地面及地下汇集到河网，并沿河槽下泄流经出口断面的水流，称为径流。由降水达到地面时起，到水流流经出口断面的整个物理过程，称为径流形成过程。

2.3.2 河川径流的形成过程

构成地表水系统的重要元素是河川径流。河川径流的形成过程是降雨的系统分配过

程，降雨经生态水层截储，即通过植被截留、填洼和土壤入渗等损失后，剩余的雨水（即净雨）在流域上形成地表和地下径流，再经过河槽汇聚，形成出口断面的流量。降雨径流形成的过程总体可划为以下四大阶段。

第一阶段为流域降雨阶段：即在一个流域范围形成降雨过程，如长江流域。这种降雨与季节、气候条件有关，当然也可能是小流域，如长江二级、三级支流或四级支流等。

第二阶段是全流域蓄渗阶段：以一个小河槽为例，降雨初期，除了小部分降雨落在河槽水面上，称为槽上降水之外，大部分降雨 P 落在流域表面上（图 2－18）。这部分降雨在满足植被截留 V、填洼 D 和下渗 P_f 之后才能产生地表径流 R_s。植被截留、填洼、下渗的过程是降雨的水量损失过程，也是生态水层储水过程。在降雨开始之后，地表径流产生之前，这个降雨损失过程或生态水层储积过程，水文学上称为流域蓄渗阶段，该过程又可分解成几个次级阶段。

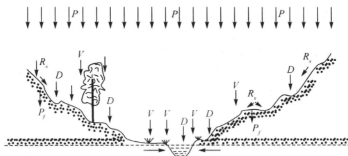


图 2－18　流域蓄渗过程示意图

2.3.2.1　植被截留（V）

降雨被植物茎叶拦截的现象，叫植物截留。降雨初期，雨滴落在植物的茎叶上，几乎全被截留。在没有满足最大截留量之前，植物下面的地面仅能获得少量降雨。降雨过程继续进行，截留量达最大值（即截留饱和）后，降雨除满足植物茎叶雨间蒸发外，其余的水量全部落至地表。因为降雨期间空气湿度很大，蒸发量很小，可以忽略不计。降雨停止后，植物截留的水量部分耗于蒸发，部分为植物吸收，部分继续下渗。

影响植物截留的因素主要是植物疏密程度、植物种类、季节以及降雨特性。流域内植物生长茂密，植被覆盖面积大，则截留总量大。高大的阔叶林截留量最大，稠密的幼小灌木丛只能截留森林所能截留水量的一半。夏季，植物枝叶面积大，截留量大；冬季则相反。截留总量与降雨量、降雨历时成正比。当降雨量相同时，降雨历时越长，则截留总量越大（图 2－19）。植被截留过程本教材也称生态水层的对降雨截留储存。

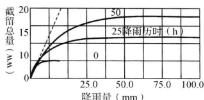


图 2－19　植物裁留总量与降雨量、降雨历时关系

2.3.2.2　下渗（P_f）

雨水降落在干燥的土壤表面上，在分子力、毛管力和重力作用下，进入土壤孔隙，被土壤吸收，补充土层缺乏的水分，这种过程叫下渗。土壤吸收并能保持水分的形式有吸着水、薄膜水和悬着毛管水等。土壤能保持这些水分的最大能力，称为土壤最大持水量。下渗的水，首先满足土壤最大持水量，此过程本教材称为“根系土壤层与包气土壤层”的充水与储水过程。完成此过程后多余的水，在重力作用下沿着土壤孔隙向下运动，最后达到潜水面，补给地下水，这种现象叫渗透。

实验和理论分析证明：降雨初期，因土层干燥，下渗能力很强，随着土壤含水量的增加，下渗能力迅速降低，最后趋于一个常数值 P_c，此常数即为土壤层的渗透系数，通常称为稳定下渗率（图 2－20）。

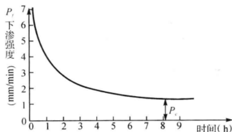


图 1－20　供水充分条件下的下渗曲线（P_c 稳定下渗率）

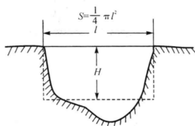


图 2－21　洼地示意图

2.3.2.3　填洼（D）

流域面上有许多大小不一的闭合洼地，降雨满足生态水层的截留和下渗后，还必须填满这些洼地才能漫溢，产生地表径流。每一洼地都有一定的平均深度 H 和平均面积 S（图 2－21）。

降雨损失除生态水层截留、下渗、填洼外，还应包括蒸发。蒸发贯穿降雨径流形成过程的始终，但对一次降雨径流过程影响不大，可忽略不计。因为降雨期间空气湿度很大，雨间蒸发很小，降雨停止后，坡面漫流延续时间较短，蒸发量亦不大。河槽汇流延续时间虽长，但河槽水面狭小，蒸发量有限。生态水层截留、下渗、填洼的部分，也可能全部水量最终会消耗于蒸发。在计算时这部分水量不能再作为“降雨蒸发损失”量考虑。

2.3.2.4　径流量 R_s（净雨量）计算

降雨量减去降雨损失是净雨量，即为径流量。

计算降雨损失的目的在于推求径流量。前面分述了生态水层截留、下渗、填洼等项损失的物理过程和影响因素，如果对这几项损失加以估算，求出总损失量，从理论上讲是合理的。但因流域实际情况复杂，做起来十分困难。实际工作中常根据流域已有的实测降雨和径流资料，以影响降雨损失的主要因素（例如土壤含水量）作参数，建立降雨—径流相关图。在应用时，只要已知降雨量和参数，即可从相关图上直接求得径流量。

第三阶段为坡地产流和漫流阶段：降雨量满足了流域蓄渗之后，开始产生地表（或地下）径流，称为产流。一般有两种产流方式，即蓄满产流和超渗产流。

蓄满产流又叫饱和产流，多发生在湿润地区，潜水位较高，包气带较薄，下渗强度大的流域。因为包气带薄，下渗强度大，降雨量（P）使包气带很容易达到饱和。饱和后，下渗趋于稳定，稳定下渗的水量产生地下径流，补给河流；降雨强度超过稳定下渗率的部分水量，则产生地表径流（图 2－22）。设生态水层减去包气土壤层的最大蓄水量为 W_m，降雨前的含水量为 W_0，则下渗损失量为（W_m-W_0），降雨量 $P>(W_m-W_0)$ 是产流的条件。对于一个流域而言，生态水层减包气土壤层的最大蓄水量 W_m 是基本不变的，因此 P 和 W_0 是产流的决定因素。一次强度很大的暴雨，包气带很可能还没有饱和就产生地表径流了，但在产流过程中，生态水层减包气土壤层很快就达到饱和。这种情况的下渗损失水量仍然为（W_m-W_0），与降雨强度无关。

超渗产流又叫非饱和产流，多发生在干旱、无植被地区，潜水位较低，包气带较厚，下渗能力较小的流域。当降雨强度大于下渗强度时就开始产流。在产流过程中，雨水不断的下渗，下渗峰面（图 2－23）不断下移，很可能在整个降雨过程中，包气土壤层都达不到饱和。每次降雨，下渗峰面下移的位置不同，下渗量决定于土壤前期含水量和每次降雨的下渗过程。

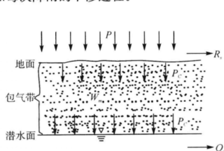


图 2－22　蓄满产流示意图

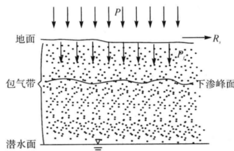


图 2－23　超渗产流示意图

无论哪一种产流方式，在产流初期只是在流域的局部地区发生，称局部产流。随着降雨量和强度的增加，产流面积不断扩大，最后达到全流域产流。产流的水，在重力作用下，沿着地形斜坡流动，称为坡地漫流。漫流以网状沟流为主，但无固定的路径。在漫流过程中，不断接收来水，但又不断下渗和蒸发，漫流和损失过程同时进行。

第四阶段为河槽集流阶段：坡地漫流的水汇入附近的河网后，在河网中纵向流动，

形成出口断面的流量过程。因此，河槽集流阶段是降雨径流形成的最终环节。

在河槽集流过程中，坡地漫流的水在河槽两侧沿程连续汇入（图 2－24），河槽水量猛增。因河槽水位上升速度大于两岸地下水位上升速度，在河水与河岸地下水之间有水力联系的情况下，河水补给地下水（图 2－25）。在河水位下降以后，河岸储水体中的地下水再补给河水，产生河岸调节作用。

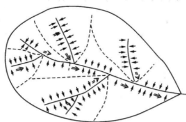


图 2－24　河槽集流示意图



图 2－25　河岸调节作用

地下径流是孔隙裂隙岩土介质中受重力控制的水流运动，它们的运动速度比地面径流慢。在降雨终止后，它们并不立即停止，而要延缓很长一段时间。在径流形成过程中，坡地汇流实质上是蓄渗产生的各种径流成分在坡地范围内水量再分配过程。由于壤中流沿坡面汇集的速度，明显快于地下径流，因而在实际水文分析中往往将它并入地面径流；而地下径流汇集速度缓慢，往往是枯季河流的主要（甚至是唯一的）补给来源，通常称为基流。

河槽像一个狭长形的水库，从流域坡面上大量汇入的水，抬高河槽水位，增加了河槽蓄水，当坡地漫流停止后，河槽水位渐退，河槽蓄水慢慢流出。因此，河槽“库容”对径流产生了调节作用，称为河槽调蓄。河槽调蓄和河岸调节作用使降雨径流历时延长，出口断面流量过程变得平缓。河槽调蓄作用与河流形状、河网密度及河槽纵比降有关。河流长而宽、深度大、河网密度大、河槽蓄水量多，调蓄作用显著。河槽纵比降大、泄流快，调蓄作用较小。

2.3.3　影响地表径流形成过程的因素

影响径流形成和变化的因素主要有：气候因素、流域下垫面因素和人类活动因素。

2.3.3.1　气候因素

气候因素包括降水、蒸发、风、湿度等。降水是径流的源泉，径流过程通常是由流域上降水过程转换而来。降水和蒸发的总量、时空分布、变化特征，直接导致径流组成的多样性、径流变化的复杂性。气温、湿度和风是通过影响蒸发、水气输送和降水而间接影响径流过程。因此，人们称“河流是气候的产物”不无道理。

降水是产生径流的重要因素，但不是决定径流过程的唯一因素。河流流量过程线是流域降水与流域下垫面因素综合作用的直接结果，相同时空分布的降水，在不同流域所产生的流量过程具有完全不同的特征。

2.3.3.2　流域下垫面因素

流域下垫面因素包括：

① 地理位置，如纬度、距海远近、面积、形状等；

② 地貌特征，如山地、丘陵、盆地、平原、谷地、湖沼等；

③ 地形特征，如高程、坡度、坡向；

④ 地质条件，如地质构造、岩性，表层风化特征、土层复益特征等。

⑤ 植被条件，如植被种类、空间展布、生长年龄、腐殖层厚度等。

下垫面在径流形成中的作用首先表现在：同样的降水条件下，不同的下垫面可以具有完全不同的径流效应，见图 2－26。该图是通过大量实测资料的综合概括。尽管降水量、强度、历时等降雨特征相同，但在不同下垫面因素组合的山坡小流域中，出现了多种多样的径流过程。其差异主要表现如下：

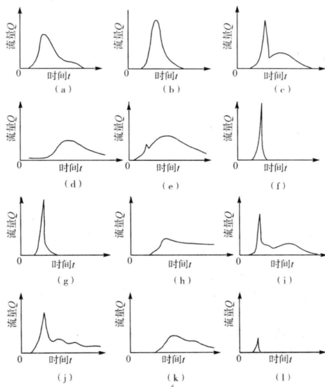


图 2－26　不同径流组合的效应示意图

一是流量上，有大有小，各不相同。

二是过程形态上，有的陡涨陡落，有的陡涨缓落，有的缓涨缓落，有单峰，有双峰，峰现时间的滞后时间长短也有差别。

三是从径流组成上也有明显的差别，如图 2－26 中（f）、（l）只有地面径流；（a）、（b）、（c）、（i）为地面、地下与生态径流成分组成；（e）以生态水流（壤中流）为主；（d）、（j）、（h）、（k）是由生态水流（壤中流）与地下径流所组成。

上述径流量和过程形态上的差别，主要是由于不同径流成分及其生成条件所决定的。出现了成分、量、形的差异，归根结底是由于流域下垫面不同的构成和特性所致。

实测资料还表明，同一个流域下垫面条件下，不同时期径流效应不是一成不变的。图 2－27 是中国浙江省姜湾径流实验站高坞村小流域的几种典型径流过程，产生上述不同径流效应及其组成特征的原因，是下垫面的生态水动态供水情况变化所致。虽然流域是给定的，但下垫面中土壤的湿润状况或生态水层的富水程度是随时变化的，前期降雨与否起很大的作用。土壤湿润程度或生态水层的富水程度的不同，改变了流域对雨水的分配能力，从而产生了不同的径流效应。因此，在给定的流域中，水的运行机制的相互组合和发展，对径流效应起着主导作用。

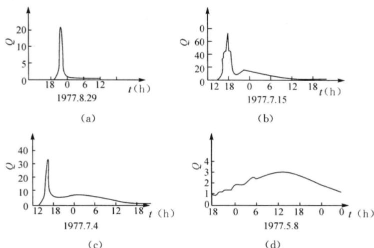


图 2－27　浙江省姜湾径流实验站高坞村的流量过程类型

总之，流域具有对降雨再分配的功能。图 2－28 充分展示了流域对降雨的再分配的功能。由图可见，流域对垂向运行的水的再分配，形成了不同径流成分；对侧向运行的水的再分配形成了出口断面的流量过程。因此，降水是径流的源泉，流域是径流发生场和分配场，是径流形成的重要因素。

2.3.3.3　人类活动的影响

人类活动对径流的影响既广泛，又深远，并且影响日趋严重。人类活动对径流的影响主要是通过改变下垫面条件从而直接或间接影响径流过程、径流数量与径流质量。例如，各种坡地改梯田、植树造林、蓄水建库工程均增加水的滞留时间，延缓汇流过程及径流量的变化幅度；反之，砍伐森林、过度放牧、不合理的耕作，则加剧水土流失，从而使径流过程变幅增大，发生洪水的频率增加。

2.3.4　地表水调查的内容

地表水调查分两类，一类是河道型流动地表水，另一类是相对静态型湖塘、水洼型

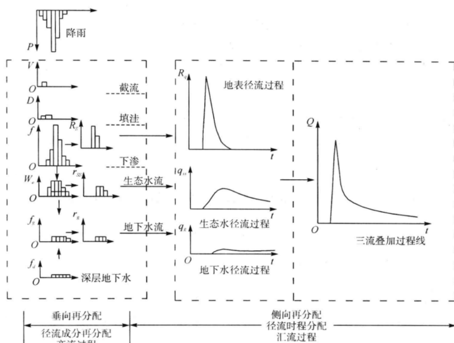


图 2－28　流域对降雨的再分配功能示意图

P—降雨量；W_e—生态水层；W_s—蓄存量；R_s—地面产流量；R_q—地面流量；Q—出口断面流量；V—截留量；f—下渗量；f_g—补给地下水量；r_{ss}—生态水层产流量；q_{ss}—生态水流量；D—填洼量；f_d—深层下渗量；r_g—地下产流量；q_g—地下水流量（均为单位时段的量）

地表水调查。湖泊是陆地表面具有一定规模的天然洼地的蓄水体系，它是地表的一种交替周期较长、流动缓慢的滞流水体，受其四周陆地生态环境和社会经济条件的制约。在地表水循环过程中，有的湖泊是河流的源泉，起着水量储存与补给的作用；有的湖泊是河流的中继站，起着调蓄河川径流的作用；还有的湖泊（与海洋隔绝的内陆湖）是河流终点的汇集地，构成了局部的水循环。湖泊调查的内容包括：湖泊的成因类型、规模、出入湖的水量、水位、水质及其动态。

本教材重点讨论河道型地表水调查。其主要调查水文要素包括水流流速、流量、水质与含沙量等，根据水利工程的需要与环境规划的需要，历史洪水与历史枯水资情也是重点调查范围。本教材讨论的地表水调查主要围绕地下水系统研究而开展，因而地表水调查主要包括以下部分：

① 搜集研究区的历史与现状的水文资料与各种水文信息：

搜集水文资料是进行水文分析和地下水系统研究中必不可少的基础性工作。中国水文资料持有单位有基层水文站，地区、省、部水文管理部门及相应的测站。水文资料主要有水文年鉴、水文手册和水文图集以及前人曾进行过的各种水文调查汇总资料。

② 查清研究地表水体的类型、水系分布、所处地貌单元和地质构造部位。

③ 查明地表水与周围地下水的水位在空间、时间上的变化特征。

④ 观测地表水的流速及流量，研究地表水与地下水之间量的转化关系，即地表水补给地下水地段或排泄地下水地段的位置；在各段的上、下游测定地表水流量，以确定其补给量及预测补排量的变化。

⑤ 结合岩性结构、水位及其动态，确定两者间的补排形式，常见的地表水补给地下水的形式有：集中补给（注入式），常见于岩溶地区；直接渗透补给，常见于冲洪积扇上部的渠道两侧；间接渗透补给，常见于冲洪积扇中部的河谷阶地；越流补给，常见丘陵岗地的河谷地区。从时间上考虑，则常将补给（或排泄）分为长年、季节和暂时性三种方式。

⑥ 分析、对比地表水与地下水的物理性质与化学成分，查明他们的水质特征及两者间的变化关系。

⑦ 调查地表水（主要为江河）的含沙（泥）量及河床淤积和侵蚀速度。

2.3.5 地表水调查方法与手段

地表水调查方法与手段比较规范。对于河流，由于河流过水断面形态、河床表面特征、河底坡度和弯曲情况，以及冰情等对断面内各点流速产生影响，河流横断面上的流速分布是不均匀的，断面上各点的流速随水平及垂直方向的位置不同而变化。

2.3.5.1 流速仪法测流

流速仪法测流是目前国内外广泛使用的方法，也是最基本的测流方法。是将不规则的河流流量检测断面垂线划分成若干部分，在各垂线上测深、测速和测距。计算各部分断面的面积 A_i 和平均流速 $\overline{v}_i$，相乘得该部分流量 q_i，则全断面的流量为各部分流量之和，即

$$Q = \sum q_i$$

流量测量主要由断面测量和流速测量两部分组成。

（1）断面测量

测流断面的测量，是在断面上布设一定数量的测深垂线，测量每条垂线的起点距和水深，用施测时的水位减去水深，即得各测深垂线的河底高程，从而获得计算断面面积的各要素。

断面测量，不仅测水道断面，还要测水面以上至历史上最高洪水位断面，它称大断面测量。建站时需测大断面，以后每年汛前和汛后要复测，以研究测站断面变化的情况。河床不稳定的站，每次较大洪水后还应加测。

（2）流速测量

在天然河道上测流，一般都使用流速仪；最常用的流速仪是转子式流速仪，有旋杯式和旋浆式两种。它们主要由感应水流速度的转子（旋杯或旋浆）、记录转子转动圈数的信号器和保持仪器正对水流方向的尾翼三部分构成。旋杯和旋浆受水流冲击而旋转，流速愈大，转速愈快。根据每秒转数 n 与流速 v 的关系，便可推算出流速。每部流速仪都附有检定后的流速公式，一般形式如下：

$$v = K\frac{n}{t} + c = K_n + c \tag{2-29}$$

式中：K、c——仪器的水力螺距和摩阻系数，c 值一般较小。

旋杯式流速仪适用于含沙量较小的河流。旋浆式流速仪测速范围较宽，且能适应多沙河流条件。

由于断面上各点的流速不同，流速仪测流时通常是根据流速在断面上的分布，在断面上布设若干条有代表性的垂线作为测速垂线，并在各条垂线上选择一定数量的测点进行测速。测速垂线的数量和位置，应能控制流速沿河宽分布的主要转折变化，最低不得少于 5 条垂线，分布大致均匀，尽可能与测深垂线重合。每条垂线上的测点数和位置，视测验精度要求、水深和有无冰封等情况决定。精测时测多点，常规测流时测 1 至 2 点（详见《流量测验国家标准》）。一条直线上测 2 点时，测点位置设于相对水深（测点深与垂线水深之比）0.2 和 0.8 处；只测 1 点时，测点位置设于相对水深 0.6 或 0.5 处。为消除流速脉动影响，每个测点的测速历时应大于 100 秒。

（3）浮标法测流

浮标法测流是通过测定水面或水中的天然或人工漂浮物随水流运动的速度，以推求流量的方法。本法适用于流速仪测流困难或超过流速仪测速性能范围的高流速、低流速、小水深等情况的流量测验，包括水面浮标法、深水浮标法、浮杆法和小浮标法等。

水面浮标法是使用较多的浮标测流法。水面浮标可用木板、稻草等材料作成十字形或井字形。浮标下面加系重物，保持浮标在水中漂浮稳定。

在测验河段上，设立上、中、下三个测验断面。中断面宜与测流断面重合。上、下浮标断面间距离 L_f，通常是河段最大平均流速的 50 倍～80 倍。在浮标上断面的上游设浮标投放断面。该断面距离上断面的远近，取决于投放的浮标在到达上断面前转入正常运行的距离。

浮标法测流时，应在河宽均匀地段、多次投放浮标，观测记录每个浮标流经上、下断面间的运行时间 t。L_f 除以 t 即为浮标的漂移速度 V_f，称浮标水面虚流速；同时，用架设在基线一端的经纬仪或平板仪，观测每个浮标经过中断面时仪器视线与基线间的夹角。计算或图解求出各浮标经中断面的起点距。一次测流投放浮标的数目，以合理控制全断面流速分布为准。通过对所有浮标的运行速度和流经中断面的起点距的观测，即可作出水面浮标虚流速横向分布图。实测水道断面或借用大断面测量资料，确定若干测深垂线，划分部分面积。在水面浮标流速分布图上，读出相应各垂线处的水面虚流速。计算断面各部分的平均水面虚流速 $\bar{v}_i$ 和面积 A_i；A_i 与 $\bar{v}_i$ 相乘，即得该部分面积的虚流量 v_i。各部分虚流量之和，即为断面虚流量 Q_f，再乘以浮标系数 K_f，即得断面流量。

浮标系数 K_f 值一般是通过流速仪测流和浮标测流的比测试验分析确定。其值在 0.70～0.95 之间变化。

2.3.5.2　其他测流方法

（1）比降面积法

该法是通过实测或调查河段水面比降和水道断面面积用水力学公式来推算流量。在

历史洪水调查中，或在困难条件下及高洪测流时，根据实测河段水面比降和横断面资料，利用曼宁公式或谢才公式近似估算流量。

（2）建筑物测流法

该法是利用标准型式的测流建筑物（如堰、槽）、河渠中已建成的水工建筑物如闸、水电站）或人工控制断面来测定流量。它是根据测得的水位资料及水工建筑物过水断面资料，由相应水力学公式计算流量。

（3）溶液法

溶液法又称稀释法。它是在测验河段上游注入一定浓度的化学指示剂，经水流充分混合均匀后，在下游测验断面取出河水水样或直接在河中测定河水中指示剂的浓度或稀释比率；利用其稀释程度与水流流量成正比的关系推求流量。此法无须装备测流断面的过河测流设备，也不必人工整治测验河段或修筑测验建筑物，测流时也不直接施测流速和水道断面面积。对于山溪性河道，由于乱石拥塞，水流湍急，使用流速仪或浮标法测流困难时，溶液法具有特殊的优越性。

2.3.6 地表水调查资料的整理与分析

2.3.6.1 地表径流量表示方法

（1）流量 Q

流量是指单位时间通过某一断面的水体积，常用单位为 m^3/s、m^3/a。流量有瞬时值、日平均值、月平均值、年平均值和多年平均值等。多年平均值也称为正常径流量。

（2）径流总量 R

径流总量是指时段 T 内通过某一断面的水体积，常用的单位为 m^3。以所计算时段内的秒数，乘该时段内的平均流量 $\bar{Q}$，就得径流总量，即

$$R = \bar{Q} \cdot T$$

（3）径流深度 H

径流深度是指将径流总量平铺在流域面积上所得的水层深度，以 mm 为单位。计算公式为

$$H = \frac{R}{1000F} \qquad (2-30)$$

式中：R——径流总量，m^3；

F——流域面积，km^2；

H——径流深度，mm。

（4）径流模数 M

径流模数是单位流域面积上的平均流量。常用单位是 L/（s·km^2）。计算公式为

$$M = \frac{1000Q}{F} \qquad (2-31)$$

（5）径流系数 α

径流系数是某时段内的径流深度 H 与相应时段降水量 P 之比值，即

$$\alpha = \frac{H}{P}$$

α 值一般小于 1，表征降水量转化成径流的比值。

2.3.6.2　径流的年内变化与年际变化

世界大部分河流都是以雨水补给为主。因此，径流的变化和时间分配在很大程度上取决于降水的特征，河流径流量的年内变化与年际变化与降水量的年内与年际变化很相近。

(1) 径流年内变化

径流的年内变化又称为年内分配。通常以月或旬为横轴、月或旬平均径流量为纵轴绘制的年流量过程线来表示。径流量的年内变化采用的是水文年度，水文年是指具有洪、平、枯水期的一个周期年，它始于枯水期稳定的地下水补给转为地面降雨补给，终于下个枯水期、再由稳定的地下水补给。径流量的年内变化重点研究特大径流量和极小径流量出现过程，并对洪（枯）流量的大小、年内延续时间、出现频率等进行计算。

(2) 径流年际变化

径流年际变化是研究年平均径流量多年变化的特征。它对水资源评价、跨流域引水等大型工程和水文中长期预报十分重要。年径流的多年变化一般是指年际间的变化幅度和多年变化过程。年际变化幅度常用年径流变差系数 C_v 和年径流变率（k_j）来描述。

年径流变差系数 C_v 反映一个地区年径流相对变化程度，可用下式表示：

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum(\frac{x_j}{x_0} - 1)^2}{n - 1}} \tag{2-32}$$

式中：x_j——年径流量系列中任意一年的年径流量（m^3/a）；

x_0——多年平均径流量（m^3/a）；

n —— 计算用总年数。

C_v 值大，表明年径流的年际变化剧烈，不利于水资源的利用；反之，年际变化和缓，有利于水资源的利用。

年径流变率（k_j）定义为某年径流量（x_j）与多年平均径流量（x_0）的比值，即

$$k_j = \frac{x_j}{x_0} \tag{2-33}$$

k_j 大于 1，说明该年份年径流量比正常情况多一些；反之，则该年份的年径流量比正常径流量小。

径流量多年变化可用年际极值比，即年径流量系列观测的最大值（x_{max}）与最小年径流（x_{min}）的比值，它反映年径流多年变化的幅度。

第3章　地下水系统调查与勘察技术

地下水系统是整个水文循环系统中的重要部分，它本身能相对独立地存在于自然界中，同时又形成自己特有存在方式，它包括地下水的寄生体——含水层体系与地下水本身运动的补径排体系，两者相互结合相互依存构成了独有的地下水系统。地下水系统的调查除了调查与其有关的系统环境（包括降水、生态水与地表水）外，则是本身特征的调查。

地下水系统本身的调查基本上是早期统称的“水文地质调查”。本书所指的地下水系统调查，是一种深化的实用性的“专门水文地质调查”，它是解决特殊水文地质问题的重要而基础性很强的方法与手段。

3.1　水文地质调查概述

3.1.1　水文地质调查的目的

目前地质灾害问题、工程建设的地基稳定性问题、地下水供水问题和矿山排水问题、地下隧道施工问题都与地下水在岩土中活动有关，因而与上述问题有关的所有建设工程项目的设计，都需要通过一系列的现场观察、勘探、试验，以及室内实验研究，查明建设区的水文地质条件，掌握建设区天然及人为条件下地下水的形成、赋存、运动特征，水质、水量变化规律，评价地下水活动对其影响，提出相应的地下水开发利用、保护或水害防治与治理措施。

针对不同的工程需要与不同水文地质问题或不同的生产任务，水文地质调查可分为综合性水文地质调查和专门性水文地质调查。前者是提供经济建设总体规划所需进行的调查；后者是为某项生产建设进行的调查。

3.1.2　水文地质调查方法

进行水文地质调查主要开展以下五类工作：水文地质地面测绘、水文地质勘探、水文地质试验、地下水动态观测、采样与实验分析。前者是解决水文地质问题的基础，后四者是完成水文地质地面测绘条件下的水文地质工作的深化，是利用一切科学仪器与手段解决或证实地面测绘工作不能解决的深层次水文地质问题。

3.1.2.1　水文地质地面测绘

水文地质地面测绘主要是进行全面的水文地质填图，是认识一个地区水文地质条件的第一步，也是全部水文地质工作的基础。它是本着一定的精度要求，对地区内地质—水文地质现象进行实地的观察、测量、描述，并将它们绘制成图件，总结研究区基本水文地质特征，即在掌握区内地质条件的基础上，对地下水的形成条件、赋存状态与运动

规律，由表及里地进行研究工作。

3.1.2.2 水文地质勘探

水文地质勘探就是使用一定的工程手段勘察地下水赋存状态及其活动特征。

水文地质勘探包括水文地质物探、遥感与水文地质钻探、坑槽探等方法。按工序来说应该是先进行遥感与物探工作，尔后则进行钻探，就其重要性而言则首先是钻探，其次是物探，因为物探比较间接，具有多解性，而钻探比较直接，其资料具有相对的唯一性，属于直接取证。物探与钻探是在水文地质地面测绘工作的深化与补充，可以有效地查明地面地质调查工作不能查明的许多地质和水文地质问题。经常使用的物探方法是地震、电法、磁法、放射性核物理法、地质雷达、遥感、航测，包括地球物理测井等。值得注意的是，各种物探方法都具有其局限性，其成果具有多解性，因此使用中，应针对具体地质环境，进行分析对比、综合研究，以便客观如实地反映地质构造和水文地质条件，从而使所得资料更为真实可靠。坑、槽探工作只在需揭露近地表的地下水露头或与地下水有关联的一些地质构造现象时才进行。

3.1.2.3 水文地质试验

针对水文地质地面测绘发现的水文地质问题，利用已有的钻孔或地下水露头等特殊水文地质点进行水文地质现场试验，以取得各种水文地质参数或解决某些水文地质问题。如抽水试验就是最主要的一项，其他还有注水或渗水试验、示踪试验、弥散试验、地下水流速、流向测定等。

3.1.2.4 地下水动态观测

地下水具有流动、可变和可恢复等复杂的特点，因此在进行水文地质调查时，常需对区内主要含水层中地下水的动态（包括水位、水量、水质和水温），进行长期观测。依据观测结果，综合地面测绘成果、物探钻探成果对区内地下水的形成和变化规律，包括水质、水量和水位的动态变化规律进行正确地评价和预测。动态观测是水文地质调查必不可少的重要工作之一。

3.1.2.5 采样与实验分析

为取得地下水水质、岩石的水理、力学性质、岩石破坏及溶蚀机理、含水层的颗粒成分、地下水运动情况、溶质迁移以及地下水年龄等资料，需通过现场采集水样和岩样、现场测试分析与室内实验分析，取得地下水运动与动态变化信息。进而解决其它手段不能解决的问题。

3.1.3 水文地质调查的阶段和任务

水文地质调查通常分为水文地质普查和水文地质勘探两个大阶段。前者属于综合性水文地质调查；后者属于专门性水文地质调查。

水文地质普查是为经济建设规划提供水文地质资料进行的综合性水文地质调查。采用的比例尺为1：200000～1：500000，调查工作中以水文地质测绘和遥感解译为主，配合少量的勘探和试验工作。其任务是着重查明区域地下水形成的初步规律，提供区域水文地质资料，为国民经济远景规划和水文地质勘探设计提供依据。具体要求是初步查

明主要含水层的埋藏和分布特征，地下水形成条件，地下水类型，地下水的水质，补给与排泄条件，运动规律，并概括地对区域地下水资源和开发远景作出评价。

迄今为止，中国除少数高寒地区外，都已完成了水文地质普查工作，为进一步专门性的水文地质调查奠定了基础。

水文地质勘探，是针对专门性水文地质问题开展的调查与勘探。如为工农业提供地下水源，为矿区及其他地下工程排水，为热水、矿泉水等开发进行的勘探。水文地质勘探又常分为初步勘探和详细勘探。

水文地质初勘，是在已有区域资料基础上，为解决某一具体生产任务而进行的。初勘阶段除需进行大中比例尺（1∶25000～1∶50000）的水文地质测绘外，还需进行水文地质勘探和试验，以及一定时期的地下水长期观测。本阶段的任务是较确切的查明调查区地质构造和地下水形成条件、赋存特征，预测水量、水质和水位变化，提出合理开发（或疏干）措施，为供（排）水、环境保护等项目初步设计或布置详细勘探工作提供依据。

水文地质详细勘探，通常是在初勘圈定的地段上进行详细的研究，以勘探及试验工作为主，要求一年以上时间对地下水动态进行观测，并作全面的室内实验研究。其任务是精确地查明调查区的水文地质条件，提出精确的水量或水位预测值，对水质及供、排水条件等作出全面深入的评价。这阶段工作精度要求高，比例尺一般大于1∶10000，为技术（施工）设计提供依据。

由于供水、排水或其他生产项目的要求不同，以及调查区的水文地质条件复杂程度不同，初勘或详勘阶段所要解决的问题，所采用的调查方法和投入的工作量等，都有区别。

当调查区的水文地质条件简单或水文地质条件虽然复杂，但需水量小的情况下，初勘阶段的成果即可满足生产要求时，则不需进行详细勘探；但当调查区的水文地质条件过于复杂，经详细勘探而某些问题仍未解决，或某些大型供排水工程、地下工程在施工中或生产中发生新的问题时，则需进行施工或投产阶段的水文地质工作，又称专题性的水文地质勘探。

3.1.4 水文地质调查工作的原则、步骤

水文地质调查，应按一定的工作程序有计划有步骤地进行。一般应遵循下述原则：

① 一般应从普查开始，然后进入初勘和详勘阶段。每个阶段皆有其各自侧重的工作内容和要求，不允许在未作过普查的地区直接进入勘探阶段。

② 调查时采用的工作方法，通常按测绘—勘探—试验—长期观测的顺序来安排。前者是后者的基础，不能在未取得水文地质测绘资料的情况下，盲目布置水文地质勘探或试验工作。

③ 根据具体地质、水文地质条件，由少到多，由点到线，由线到面的核定工作量与经济成本，在保证质量的基础上做到经济上可行、技术上合理。

④ 任何一项水文地质调查工作，都要按工作程序与事先确定的工作计划认真地进行组织。工作程序一般分三步进行，即准备工作、野外工作和室内资料整理工作。对于每个步骤都要遵循上述原则由浅到深、由简单到复杂逐步深化开展工作。在科学管理之

下，把整个调查视为一个有层次的研究过程。有条不紊地完成野外调查与综合分析工作。

3.2　水文地质测绘

水文地质测绘是水文地质调查的首要工作，它以地面调查为主，对地下水和与其相关联的各种现象进行现场观察、描述、测量、编录和制图，并对所得资料进行分析研究，找出它们的内在联系，用以判明调查区的水文地质条件，为地区规划或专门性生产建设提供水文地质依据。其成果也是布置各种水文地质勘探、试验、动态观测等工作的主要依据。

普查阶段的水文地质测绘，是按所要求的图幅比例在已有地质测量基础上进行，在勘探阶段，测绘则退居次要地位。在没有地质图的地区，水文地质测绘要与地质填图同时进行，称之为“综合性地质—水文地质测绘”。

3.2.1　水文地质测绘的基本任务

水文地质测绘的四大基本任务，它们是：

3.2.1.1　查明研究区的地下水赋存条件

① 查明地下水储存体的构造、岩性的空间分布（厚度、延伸方向）特征；

② 确定含水层和隔水层，查明含水层的空隙、裂隙的空间分布及其富水性；

③ 查明褶皱构造和断裂构造的水文地质特征；

④ 查清周边地貌、生态水层、地表水体环境与人类活动状况（重点是取水、排水、排污活动）；

⑤ 查清地下水埋藏条件，包括地下水露头的空间分布，地下水埋藏深度与地下水水质特征等。

3.2.1.2　掌握地下水动态变化特征

推断与识别地下水补径排关系，通过访问或建立长期观测站方法掌握研究区地下水水量、水位、水质的时空动态变化及与降水、地表水，包括周边含水层的地下水的水力联系与互动关系。

3.2.1.3　研究地下水运动规律

准确划定地下水水文地质单元，基本系统掌握研究区的地下水补径排运动规律，针对工程建设目标初步设计供水、治水或相关实施方案。

3.2.1.4　布置合理的勘察、试验、长观与采样分析工作

结合工程建设目标，对地面测绘工作存在的问题进行分析总结，针对要解决的水文地质问题系统提出水文物探、钻探工作重点，布置勘探线，确定钻孔位置，进行系统采样分析，布置水文地质试验与长观工作。

3.2.2　水文地质测绘的基本要求与步骤

水文地质测绘是水文地质调查的重要部分，它分三步进行：

3.2.2.1 测绘前的准备

要按照工程建设单位所要求的工作内容，根据国家制订的水文地质调查有关规范（程）编写投标书或设计书，进行投标。这是因为国家规范是根据大量生产实践经验总结而编写，代表了当前对这些工作的认识水平，是水文地质调查工作的重要参考依据。中标后按照双方协议与设计书要求，组织调查队伍，除了作好财务、物资与交通工具等准备以外，还应完成以下几方面工作：

① 充分收集与熟悉测绘区内现有的自然地理、地貌、地质及水文地质资料，进行航、卫片解译，获取详尽的研究区有用信息，根据所要解决的具体水文地质问题初步设计野外观测路线、布置观测点。目前经六十多年水文地质工作已积累中国各地不同地质单元丰富的地质、地貌与水文地质资料，在前人工作的基础上开展进一步研究，不但可以省时、省线，对提高研究质量也大有帮助。

② 对于需预先进行现场踏勘的测绘区，要选择有代表性的路线进行，以掌握区域地质条件，确定标志层，建立较为完整地层层序与构造框架，了解水文地质现象。调整初步设计的野外观测路线与观测点。

③ 准备测绘填图的电子平台，如 AotoCAD、MapGis 或 ArcGis 工作平台，购置或绘制工作区电子地形图，整理室内已有的纸质地质图件及表格，并重新设计、制成相应的电子文档，以备现场测绘与综合分析使用。

④ 按照国家颁布的相关规范与文件，包括中标后的合同书要求，编制满足中标项目各项要求的“测绘技术要求”、工作规程和成果标准，包括保证工作完成的相关管理“规章制度”，如作息时间、事故处罚、奖惩条例等。

3.2.2.2 野外测绘

前期准备工作是基础，而野外测绘工作却是关键，其中主要的有：

① 实测地层控制性标准剖面，统一工作方法与程序；对于大面积测绘工作目前大都采用分组并带有野外专车分片进行，因而在全面铺开工作前，需要统一地质条件认识，测定比较标准的地质剖面，充分认识测区的地层层序、岩性、结构、构造及岩相特点，裂隙岩溶发育特征。为查明区内各岩层厚度及接触关系与富水特征打下基础。

实测剖面应选在有代表性的地段上，沿地层倾向方向布置，也可以用原踏勘剖面。实测中，要按要求进行详实的描述与草绘，采取岩石、构造、化石等标本，水样和岩样等。

在地质、水文地质条件复杂的地区，最好能多测绘 1 条 ~2 条剖面，以便对比。若控制剖面上的某些关键部位掩盖不清，还应进行一定量的剥离或勘探工作。

② 各测绘小组按所预定的观测线进行工作，按填图的精度要求选择有代表性的地质点、构造点、地貌植被点、水点等进行有序地观测填图。对每个观测点要求做到观察仔细、描述认真、测量准确、记录全面、绘图清晰和采样完整，有条件时要利用高精度 GPS 仪定位与定点，用照像机或摄像机进行影像记录，或用便携式物化探测量仪进行实测。每天野外工作完毕后当晚要及时整理与分析，在此基础上制定第二天的详细工作计划与工作目标。由点到线、由线到面地推进。

观测点的布置一般不宜均匀分布，要做到疏密得当，复杂的地质、水文地质区密，简单区疏。主要观测点有：地质类点（岩性点、地层界面点、断层构造点、裂隙点等）；地貌类点（地形控制点、地貌成因类型控制点、各种地貌分界线点，岩溶洞穴点、洼地、塌陷、漏斗等）；水文地质类点（泉、井、钻孔点、地表水渗漏点、各种取水和排水点等），环境类点（植被发育点、排污点、垃圾填埋点等）。对于与地下水活动有关的特殊地质、物理化学现象点也要专门布点观测。

观测线的布置经济上贯穿以最短的路线观测到最多内容的原则。技术上采取垂直地质构造线沿水文地质条件变化最大的方向布置原则，即从主要含水层（体）的补给区向排泄区，能见到更多的井、泉、钻孔等天然和人工地下水露头点、地表水体与地质露头点的方向布置。在基岩区，小比例尺时，主要是沿平行于地质条件变化最大的方向，即垂直于地层（含水层）及断层等的走向方向布置观测线。大比例尺情况下，也常沿层追索式布置观测线。在松散层分布区，则垂直于河流走向及平行地貌变化的最大方向布置路线。在山前倾斜平原区，应在沿地表倾斜最大和平行山体两个岩性变化最显著方向布置观测线。对穿越分水岭的水文地质调查与新构造运动研究时，可沿河谷或构造线追索式布置。

③ 进行必要的轻型勘探、抽水和水质检测工作。为取得被掩埋的地层、断层的确切位置，裂隙或岩溶的发育地段，揭露地下水露头等资料，布置坑、槽、浅钻或物探工作。为取得含水层的富水性资料，布置民井的简易抽水或渗水工作；为取得松散层厚度，掩埋下的基岩构造，测定地下水流速流向等，布置适量的物探工作。为获取水质信息，利用便携PH仪进行现场水质检测工作。

④ 作好野外时期的内业工作。野外测绘时期，每天都要把当日的记录和图件认真地检查，整理样品、清抄编录，清绘图件，输入计算机，综合分析，提出认识，针对性安排第二天工作。当野外工作进行到一定时段和在收队前，应按时段进行全面检查，一旦发现不足应立即在现场进行校核和补充，以保证质量。

此外，测绘时对组与组之间或相邻图幅之间技术上不统一、不协调之处，要现场统一认识，正确接图，保证图幅的完整科学性。

3.2.2.3　成果编制

该阶段是野外资料进一步综合分析、整理、成图阶段，深化现场测绘工作时期的认识，归纳整理，编写水文地质测绘工作报告。它可在室内完成。主要工作有：

① 更仔细地核实、检查野外获得的全部原始资料，制作数据库，绘制系统电子图件，建立完整的水文地质测绘信息系统。一旦发现资料不足或出现误差应返回现场补充工作；

② 进行实验室工作，完成水、土、岩样分析，实验和鉴定工作；

③ 编制成果电子版图件和编写水文地质测绘报告；

④ 按规定送审报告，按评审意见进行修改、补充与完善，最终提交完整的电子文档数据光盘，包括原始资料、汇报ppt文档和文字报告的Word文档、正式出版的纸质工作报告，包括纸质原始记录资料，上交备案，存档。

3.2.3 水文地质测绘的内容

根据水文地质测绘工作的基本要求与步骤重点开展以下工作：

3.2.3.1 地质调查

水文地质测绘的重要方面是系统的地质要素调查，是测绘成败的重要基础，它通常是在已有地质调查成果的基础上进行。但必须根据水文地质测绘的要求对原地层层组组合进行调整或重新划分，并根据测绘的需要补充或校核原地质调查的成果。在无地质图件的地区，则需进行综合性的地质一水文地质测绘，以保证在查清地质环境的基础上进行水文地质调查。地质调查重点在于地层岩性与地质构造调查。

（1）岩性调查

重点在于岩石的水理性质调查：特别是地下水赋存的空间－岩石空隙性调查，它是决定地下水类型及赋存和运移的重要因素，因此岩石的水理性质是划分含水层和确定地下水类型的基础。调查时应注意从地下水赋存层位、形成条件着眼，对地区内各类松散层和基岩层的岩性、结构、层序组合进行观测研究。在此基础上，侧重对岩石原生空隙的形成、特征和数量进行调查研究；对含水层和隔水层的分布特征及其稳定性进行调查研究；对松散层的成因、结构、分布特征、孔隙大小和数量进行调查研究；对非可溶性基岩的风化及构造裂隙形成规律进行研究；掌握其集中分布带；对可溶岩的发育规律进行调查研究等。

（2）地质构造调查

重点在于构造的储水、导水与隔水性的调查。地质构造不仅控制一个地区含水层和隔水层的埋藏分布，而且对于地下水的富集和运移也有重要影响。调查时要研究含水层所处的地质构造部位和地下水的分布状态、富水地段，以及地下水补给、径流及排泄条件，如对各种褶皱构造的分布特征、节理分布规律及其中含水层位的空间状态进行调查研究；对大、中、小型断裂构造进行研究，注意其是否能沟通构造破碎带，以及是否能造成断层两侧或上下含水层间的水力联系；对区内地下水形成起控制作用的构造复合部位和新期断裂分布地带进行调查；对不同类型岩层的接触构造（这里常成为富水带）地段进行研究等。

3.2.3.2 地貌调查

地貌形态是地表水、地下水与风等内外地质营力综合作用的产物。它不但反映了与岩性、地质构造的成因联系，同时又控制着地表水系和地下水系统的发育。因此，地貌调查就成为水文地质测绘中不可缺少的内容之一。

测绘中要求对各种地貌单元的形态特征进行观察、描述和测量；查明各地貌单元的成因类型与地质构造及地下水间的关系；注意对与当地地貌及外动力地质作用相关的沉积物的分析；调查各种地貌形成时代及其演化发展史，从而分析含水层的时代及其发展史，特别是碳酸盐岩区的地下暗河的形成演化史。

在松散层分布区，还要注意对微地貌的观测，并用地貌学方法判定第四纪地层的有关特征。注意研究现代物理地质作用的性质和强度，以及在地貌上的反映。研究新构造和地下水活动引起的地貌变化特征。研究岩石的风化条件，从而分析风化裂隙水的分布

规律。

要求把地貌调查资料整理绘制成相应的地貌图，如岩溶地貌图、洞穴分布图等。

3.2.3.3　地下水调查

地下水调查包括天然地下水露头点的调查与人工地下水露头点的调查：

（1）天然地下水出露点的调查

天然水点包括大小泉点、地下水补给的塘洼、岩溶竖井、暗河出口等，重点应放在：

① 出露的地貌部位与露头点本身的外部形态；

② 出露的地质、构造部位，查明所在含水层层位与分布特征、推断可能的地下水补径排关系，确定泉的类型；对于松散层覆盖厚的地段出露的泉要判断其与基岩的关系；

③ 尽可能实测水点的流量，水化学类型，访问、调查水点动态特征，并根据不同目的采取水样进行水质研究或水体的时空演化研究。

对于一些特殊大泉，由于水量丰富、水质良好和动态稳定，多用于供水水源，甚至作为旅游景点开发，故应成为重点研究对象。若发现某些重要泉点，特别是景区泉点，如济南城的灵魂——趵突泉的流量衰减和干枯，则因尽快进行系统研究，探明原因提出恢复措施、对策。

对一些矿泉和温泉，在研究前述各项内容的基础上，还应侧重分析其出露条件、特殊的化学成分和与其他类型地下水间的关系，调查它们的医疗效果和热能利用问题。

（2）人工地下水露头的调查

人工地下水露头主要是水文钻孔、石油勘探深钻产生的自流或自喷水井、人工开挖的土井、石砌民井、水坑、矿井、老窑等，它们的调查与天然水露头调查内容基本相同，其不同的是需要补充查明：

① 井孔开拓时间及开拓过程中的水文地质现象；

② 查明井孔揭穿的地层及揭穿的目的层厚度，包括所揭穿层位的富水特点、承压与否及止水情况；

③ 访问与监测井孔水位变化与取水使用情况。

深部水文地质资料既宝贵又难于获得，故对区内深孔水文地质资料要全面收集。在必需而又缺乏这种资料时，则在需要部位上布置水文地质孔，进行揭露，以取得资料。

在缺乏地下水天然或人工露头时，则应布置重点揭露工程。对含水层埋藏较浅，可采用洛阳铲等；含水层埋藏较深，则用钻机揭露；对有意义的重点地下水点，应注意采样分析。

在测绘中，要正确地把各种地下水露头点一一绘制在地形地质图上，并将主要水点联系起来，以分析调查区内的水文地质条件。还应选择典型部位，利用地下水露头点绘制水文地质剖面图。

3.2.3.4　地表水调查

地表水调查已在前述章节作了系统介绍，不再赘述。这里强调的是需重点调查：

① 地表水体所处的地貌、地质构造部位；

② 地表水体底部与边岸部（洪水位以下）的岩性特征、构造展布特征；

③ 查明与地下水互补转化关系，特别是河流、湖塘漏失位置或受地下水补给的位置，以及漏失或补给的水量、水质与时空动态特征（图 3－1）。

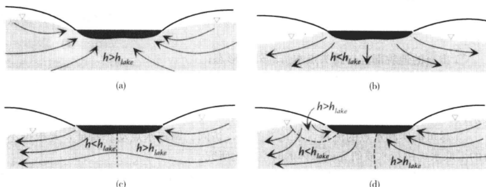


图 3－1　地表水与地下水的互补关系示意图（引自 Groundwater Science，C. R.　Titts，2002）

地表水与地下水的相互转化关系有的非常简单，很快就能识别，但有的关系就十分复杂，不易识别。图 3－1 中的四个情形，概括了地表水与地下水互补关系，但在实际工作中其关系有时极不易识别，因而需要根据地表水与地下水联合调查的初步结论建立长期观测站以确定准确的漏失（或补给）量、质与位置的时空变化。

3.2.3.5　与地下水有关的生态环境地质调查

地下水是地质环境中最活跃、最重要的因素，许多环境地质问题与环境生态问题的产生都与地下水的作用有关，并可间接反映地下水的分布及活动情况。在水文地质测绘中应重视环境地质问题的调查研究。

与地下水活动有关的环境地质问题有地面沉降、地面塌陷、地裂缝、滑坡、崩塌、冻胀、地下水污染、地下水酸化等。已知与地下水有关的环境生态问题有：土地荒漠化（沙漠化）、沼泽化、盐渍化、地表水体萎缩和干枯、地表植被衰亡、各种与水质有关的地方病等。

上述各种问题，有些是在天然原生环境中就存在的，不少问题则是在人类强烈开采地下水之后发生的，或者说是在强烈取水后进一步加强的。环境地质调查的内容一般包括：环境地质问题的类型、规模、发生地点与分布范围；环境地质现象与区域地质构造、地下水分布及开发利用的关系；环境地质问题的发展趋势及防治措施等。这里需要提出的是除了对环境地质问题进行调查外，还需要对生态环境特别是植被生态环境、地下水中的水生生态环境进行调查，植被环境已作为生态水层调查中的重要内容在前面章节已经论述，这里不再重复。

3.2.4　不同地质地貌单元的水文地质测绘

因地质地貌单元不同，地下水储存运动方式将有所不同，这里针对一些特定的地质

地貌单元讨论水文地质测绘应重点研究的问题。根据含水介质的差异分三种地质地貌单元区讨论，它们是松散沉积区、基岩区和冻结区。这些内容既适用于小比例尺，也适用于较大比例尺的水文地质测绘，区别只在于投入工作量的多寡和成果精度高低而已。

3.2.4.1　松散沉积区

本区的地层主要是由新生代未胶结的疏松碎屑物质组成，类型复杂，厚度变化大。地层的成因、分布、年代等多与地形地貌有密切的关系。含水层易接受大气降水补给，且常与地表水有水力联系，与某些基岩含水层相比，地下水量丰富，易于开采。

松散沉积区地下水划属孔隙水、大多分布在平原和盆地中，其含水介质具有典型的层状结构，隔水层与含水层交互存在并有一定规模的延伸。地下水大多没有集中排泄点，因此地下水系统的边界不易确定，甚至不存在完整的隔水边界。从第四纪沉积物的成因类型来说，同一成因类型的松散沉积物，可能分属不同的地下水系统，而不同类型的沉积物又可构成同一地下水系统。所以要划分地下水系统，往往要投入相当大的勘探工作量，应用多方面的资料，如沉积物特征、化学场、水动力场、水温场等来确定。

孔隙地下水系统在垂直方向上，可划分为孔隙潜水地下水系统、孔隙承压水地下水系统和孔隙深层水地下水系统；而水平方向上的变化规律研究，应重点考虑沉积物成因类型与地下水的补径排关系。如某一成因类型的沉积物在剖面上形成较为独立层位，在水平方向上具有较大规模的展布，能构成一个较为独立的地下水系统。但大多数情况下孔隙含水层虽具有同一搬运和堆积过程，但由于沉积环境的改变，则形成了由不同沉积类型与不同成因类型的沉积物交替叠置或衔接复杂的含水、隔水体系。例如由山前到平原或盆地中心，沉积类型可由洪积物转变为冲积物、湖积物甚至滨海三角洲沉积物。沉积类型虽发生递变，沉积物的相变却是连续的，致使其中的地下水具有某种联系。至于它们是否构成一个统一的地下水系统，则需根据地下水补给、径流、排泄条件来确定。一般认为，凡是具有共同补给来源，或占有同一补给源较大份额时，可视为同一地下水系统，否则视为不同的地下水系统。例如我国西北干旱区的内陆盆地，其地下水主要靠冰雪融化而形成的雪水渗入地下获得补给，潜入山前洪积扇中的地下水，不仅是当地的补给来源，而且也是盆地中部延伸的各种类型地下水的重要补给源，整个盆地应判属同一地下水系统。

中国华北平原的中部和东部地形平缓，含水层介质颗粒细小，地下水径流处于迟缓甚至停滞状态。尽管山前粗大颗粒沉积物吸收了大量的降水和地表水，但地下径流较弱，根据沉积颗粒特征及沉积动力方式划分为洪积物地下水子系统、冲积物地下水子系统、湖积物地下水子系统以及滨海沉积物地下水子系统等。另外，根据沉积类型及含水体的层次结构，垂向上可划分为潜水系统、承压水系统。

该区水文地质测绘研究内容，主要调查不同部位上各种松散沉积物的空间分布、岩性、矿物成分与颗粒成分、结构、成因类型、厚度、物质来源及其地质年代等，掌握它们在纵横向上的变化规律；调查各种地下水露头，确定松散层中的含水层层位及含水层厚度、地下水类型、埋藏特征，收集其水质、水量信息，研究其变化规律；查清各类地表水体的分布、水位、流量特征及其动态变化规律，分析研究其与各地下水间的量质时空转化关系；研究地貌及新构造运动的规模、性质、特点，以及它们对该区松散岩层形

成与分布所起的作用；探讨周围山地和下部基岩层的埋深、岩性及地质构造条件，判断基岩含水层的含水特征及松散含水层间的补排关系；搜集钻孔、水井资料，探讨深部的水文地质条件；收集现有的供水与排水设施（工程）的水文地质资料，研究供、排地下水中出现的环境地质问题及其发展趋势；调查区内地下水及地表水的污染情况。在上述研究的基础上，用水循环的观点，认真分析地下水的水动力条件、水化学场、水温度场以及人类活动的影响，正确划分地下水单元。

根据地貌特征，本区还可细划为七个次级单元区，它们是山间盆地、山区河谷、山前平原、河流平原、滨海平原、黄土、沙漠。

（1）山间盆地

系指四周为基岩山区，中间有较广阔的松散沉积物分布的盆状地貌区。盆地内有常年性或季节性河流通过。盆地中分布有一定厚度的松散沉积层，主要为冲、洪积或湖积层。山间盆地，由于地下水有较好的汇集和贮存条件，故含水丰富，有较大的开发价值。我国一些主要的山间盆地，为主要的农业区，多数已开采出大量的地下水，并已受到不同程度的污染。

本区测绘侧重研究盆地的形成条件、类型和其发育历史；调查盆地含水层从边缘到中心的地质结构、颗粒大小级配、渗透能力与空间分带特征；查清地下水埋深、富水特征与主流补径排关系。

（2）山区河谷

系指山地河谷开阔地带所分布的、有一定宽度的松散沉积层，多指河谷冲积阶地。沉积物多呈二元结构，颗粒具有一定的磨圆度，下部颗粒粗，上部颗粒细，厚度较薄，富水性中到强。主要受侧向山地基岩地下水或坡面地表水补给。

在本地段测绘侧重研究河谷与阶地的结构和类型，重点调查阶地成因、级数、时代、颗粒组成与空间分布特征；查清地下水富水地段与影响地下水补径排的关系的主要因素。

（3）山前平原

系指干旱、半干旱地区山前的一种典型地貌。许多山间盆地两侧即为山前平原。从水文地质看，地貌上的山前平原包括山前倾斜平原和不具备山前倾斜平原特征的河谷型山前平原。山前倾斜平原的特征：由山麓到平原，地形由高逐渐降低，松散沉积物的颗粒由粗变细，多呈扇形，厚度由薄变厚。主要是洪积和冲积作用形成。其中的地下水埋深由大到小，甚至可直接溢出地表。一般水质好、水量丰富，多成为良好的大中型水源地。

在本地段测绘时侧重研究山前倾斜平原中冲、洪积扇的地貌特征，植被空间分布特征，松散沉积物的纵向、横向与垂向的粒度变化特征，以及含水层的渗水、储水与补径排关系；查清生态水、地表水、基岩地下水与松散沉积物地下水的转换关系，圈定富水与相对富水区带。

（4）河流（中下游）平原

系指大型冲积和湖积平原，或近海处的海积平原。地域相对平缓广阔。沉积物成因、结构复杂，总厚度较大，多由中—细粒物质组成。含水层单厚较薄、层数较多。富

水性中等到弱。地下水多呈浅、中、深多层赋存，局部有高矿化咸水分布及水化学分带现象。

在本地段测绘时，应侧重查明人类对平原表层耕作－改造、取排水（包括污水排放）活动、天然或人工植被与古河道沉积物的空间分布特征；查清土壤中盐类的垂直变化规律与盐碱化空间变化特征；分别研究区内浅、中、深主要松散含水层的空间分布状态、地下水类型、补径排关系及自身中或基岩含水层间的水力联系；注意地貌（尤以微地貌）对区内地下水形成条件的影响、地下水开采利用情况、肥水赋存情况的调查。

（5）滨海平原

是指有一定厚度松散海积物并与当代海水有联系的滨海区域。该地区地形低平，沉积物和其中的地下水都与现代海水有一定联系，水质复杂多变。许多地区分布有咸水，地下淡水体少而不稳定，且埋藏较深。

在本地段测绘时侧重研究海、陆来源沉积层的空间分布特征，根据海岸、河口三角洲地带地貌特征、植被分布情况、海岸升降性质、幅度以及滨海的潮上、潮间和潮下带沉积模式研究松散沉积物颗粒与孔隙发育规律进而掌握咸淡地下水的赋存条件与补径排关系。重点研究具有开发意义的淡水层规模及地下水水质、水量。通过近岸海底淡水泉的调查推断滨海地区地下水与河水、海水间的水力联系，进行地下淡水开发利用的可行性论证。对于滨海地下工程，则提出科学合理的矿井或工程建设的疏排水方案。

从保护环境的角度还需详细调查过量开采地下淡水引起的区域地下水位大幅度下降、海水入侵、水质恶化、地面沉降及塌陷等环境地质问题，并提出防治措施。

（6）黄土地区

主要指中国北方面积达 54×10^4 km^2 以上的黄土沉积层，根据地貌类型又分为黄土塬、黄土丘陵和河谷黄土台塬，厚度不匀，由数十至数百米。沟谷深切、地形破碎，土质疏松，水土易于流失。致使地表严重缺水，多呈半干旱景观。

近年来的深入调查证实黄土地区的某些特殊地段赋存有较丰富的地下水。例如，西北陇东 13 个黄土塬区地下水概算储量能达 12.5×10^7 m^3/a，可灌耕地 22×10^4 公顷。由于埋藏较深，基本上尚未开发。

本地段测绘中应侧重调查黄土区的地貌特征：如塬、梁、峁、阶梯状台塬与沟壑的形态组合、空间展布，黄土层中溶蚀、湿陷、沟谷切割密度和深度，包括水土流失强度与植被种群分布等；重点调查井、孔、泉水等研究黄土层水文地质条件，富水特征、水文地球化学现状、包括污染与地方病问题；对于有条件的地区要研究黄土层与下伏基岩的接触关系、基底地质构造，确定黄土孔隙水与基岩地下水的补排关系；根据本区水文地质条件与存在的环境问题提出地下水的合理开发或疏水、保护或治理方案。

（7）沙漠地区

是指中国西北戈壁沙漠地带以强蒸发为主的气候干旱区。年降水量仅 50 mm～100 mm。该区居民生活生产和治沙严重缺水。

本区段水文地质测绘侧重泉、湿地绿洲、浅井和钻孔调查等。查清沙漠总体空间分布特征、松散沉积物在平面与垂向变化规律、地下水赋存条件。具体来说包括：① 沙漠地貌：从边缘山地到沙漠内部查清隐伏冲洪积扇、冲湖积层、古河道带及冰水堆积物

分布范围，也包括集水的溺谷、风蚀洼地、龟裂地形态与沙漠植被生长覆盖特征；② 地下水（淡水、咸水）的补径排特征：调查山地与戈壁带的接触关系，地下水凝结补给量，地下水溢出带，包括地下水埋深、化学成分以及地形地貌构造、盐沼、盐漠、植被等因素对地下水水质水量的制约关系。

世界上大沙漠地带都是干旱缺水的荒漠区，局部有绿洲存在。但某些特殊大沙漠区地下深部可能赋存有丰富的地下水。如非洲撒哈拉沙漠，已探明地下水淡水储量达 30×10^4 km^3，相当于尼罗河 12 年入海总流量，个别地方，只要钻 50 m～100 m 深，就可以见水。经推断，这些地下水是在过去的“潮湿期”积存下来的。中国的毛乌素、腾格里、乌兰布和、准格尔中部、民勤以北等地的沙漠地带，局部地段存在较丰富的地下水。又如乌兰布和大沙漠，在 9430 km^2 的面积内，发现储量超过 100 亿立方米的自流水盆地。经钻探证实，承压水一般均在沙漠下 50 m～200 m 之间，单孔涌水量一般可达每日 500 m^3 ～1000 m^3 左右。一些地方已初步得到开发利用。因此，在沙漠区进行水文地质测绘时，也要开展该区的古气候研究，有利于沙漠区的地下水勘察、开发与保护。

3.2.4.2 基岩区

基岩区系指以大面积坚硬岩石为主的山区和丘陵区。由于它经历的地质历史复杂，导致其岩性结构、构造，水文地质条件复杂，富水性极不均匀，该区以赋存裂隙和岩溶水为主，孔隙水次之，基岩孔隙水调查内容可结合基岩区调查方式，参照松散沉积物地区的调查方法进行。

在基岩区进行水文地质测绘时，应抓三个方面工作：从基岩层（体）的原始建造与后期改造入手，分析基岩含水介质类型，探讨裂隙或岩溶的发育规律，初步确定含水层（体）范围；掌握区内的地质构造，了解含水层（体）的空间分布和边界特征；分析主要含水层的补给、径流、排泄特点，找出富水部位，为水质水量评价与地下水开发提供依据。

下面按裂隙水地区与岩溶水地区，对测绘内容进行介绍。

（1）裂隙水地区

赋存在各种非可溶性的沉积岩、变质岩和岩浆岩裂隙中的地下水称为裂隙水；由于岩性的差别及多期次的构造作用，裂隙发育极不均匀，可成层分布、成脉分布与带状分布，控制着地下水的富集特征。因而裂隙水研究比孔隙水复杂得多，具体介绍如下：

① 研究各种基岩的岩性和其中的原生孔隙形成与分布规律，在岩浆岩区要分析岩浆岩与围岩间的接触类型、蚀变、破碎情况及其水文地质特征；研究喷出岩中成岩裂隙（如柱状节理）、大孔性和熔岩通道的发育规律及其含水性；

② 研究成岩后各种动力对岩层（体）的破坏作用和各种裂隙及裂隙的分布与破坏规律，要有重点地对岩层（体）中断裂带的水文地质特征进行研究，注意分析裂隙的力学性质，断裂带中破坏产物的存在状态，胶结充填情况；分析断裂两盘的岩性、破碎程度、破碎带宽度及它们对富水性的影响；要注意断层的多期活动情况，尤其要注意新近期构造活动对地下水的影响；

③ 分析区内各种岩层（体）的含水性，判定裂隙含水层（体）的埋藏及分布特征；

④ 从基岩褶皱和断裂构造的含水特征着手，分析裂隙水构造类型及其水文地质

规律；

⑤ 观察区内地貌特征及其对地下水的控制作用，研究区内水文网的发育、变迁过程和动态变化；

⑥ 对区内主要含水层（体）中地下水的补给、运动和排泄条件进行研究，重点查明区内承压含水层的分布、水动力条件、富水性、水化学分布规律；

⑦ 实测地下水露头的出水量，取水样进行水质分析，并对它们进行评价；

⑧ 搜集现有裂隙水供水源地和采矿场的水文地质资料，对裂隙水的合理开发和疏干进行研究，查明在开发和疏干地下水中，裂隙带透（隔）水性质的变化。

（2）岩溶水地区

主要指碳酸盐岩溶蚀区，国际学术界称之为喀斯特（Karst）地貌发育区，中国称之为岩溶地貌区。在中国又有南方岩溶与北方岩溶之分，中国南方岩溶以强溶蚀、不均质的管道暗河系统为主（图 3－2），北方岩溶则以相对均质的地下溶蚀孔隙－裂隙系统为主（图 3－3）。中国可溶岩分布广泛，地貌上多属山区及丘陵区。由于岩溶发育的极不均匀性，使水文地质条件极为复杂，成为中国与世界水文地质界研究的难题。多雨的南方地区由于地下水系统极为发育，导致地表水和地下水流失严重，虽然该地区地下深部岩溶水丰富，但地表水十分稀缺成为生活和建设用水的贫水区。据统计，中国北方山西及太行山地区，岩溶水天然储量约达 31.5×10^8 m^3/a；中国南方湘西在 7×10^4 km^2 面积内存在地下暗河 663 条，总长 1880 km，正有待开发，可见中国岩溶水蕴藏丰富。

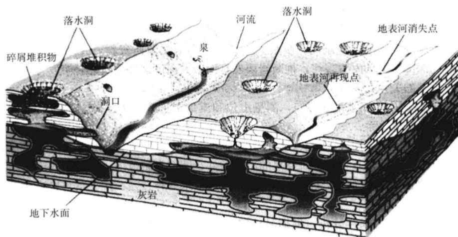


图 3－2　Karst 地区地下水管道系统

（引自 Understanding Earth 3th Edi.，Frank Press. Raymand Siever，2002）

岩溶区水文地质测绘的基本研究内容：

① 观察区内岩层的岩性结构、分布特征，以及可溶岩层与非可溶岩层的组合关系，对可溶岩与非可溶岩的接触带，如煤层、矿体的顶底板或侵入体接触带等要重点研究；

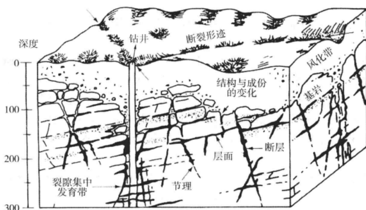


图 3－3 埋藏型 Karst 地区溶蚀裂隙－孔隙发育特征（引自 Application Groundwater）

② 观察研究可溶岩中原生和后生的孔隙和裂隙的形成规律、发育程度及其含水性；

③ 查明研究区内地质构造条件，划分区内的含水层（组）和隔水层（组），确定区内岩溶水构造类型及其富水地段；

④ 查明 Karst 地貌特征与地下水关系，重点查明溶洞、漏斗、洼地、盲谷、伏流出入口分布特征，对有地下水活动者更要逐个的调查、访问，详细记录其水位变化及动态；从水文地质条件、沉积矿物、岩溶形态与分布位置，结合地质历史与地文期等多方面的资料，区分古岩溶与现代岩溶，并划分岩溶期。对一些大型溶洞，要依洞穴学的要求，进行洞内实际测量与制图；收集人工井、孔的水文地质资料，并结合地下洞穴调查，研究深部岩溶的发育规律，推断岩溶发育的最大深度，进而研究岩溶发育过程及与地下水活动的关系；

⑤ 查清区内地表水系的分布，测量水位和流量，了解河水动态，观测地表水与地下水之间的补排关系；

⑥ 根据地层、构造、地貌、水文及岩溶发育规律，加强各种地下水露头的调查，特别是岩溶大泉的调查，重点研究泉的出露条件，圈定泉域范围，测定泉的流量，详细访问泉水动态，找出强径流带位置，推断岩溶地下水的补、径、排关系与岩溶地下水系统空间分布特征；

⑦ 进行地下水采样分析，根据具体需要可进行全分析、简分析、微量元素分析、环境同位素分析或特殊元素与气体分析，研究主要岩溶含水层的水质特征；对已受污染及可能污染的岩溶水，要查明地表及地下污染源；

⑧ 对现有岩溶水供水与排水工程进行现场调查，搜集与地下水有关的全部资料，包括供水或排水存在的问题，及其引起的地质灾害，如地面塌陷、地面沉降、盐碱化、沼泽化、区域地下水位下降等问题。

3.2.4.3 冻结区

中国东北北部和西部高寒山区也是多年冻结区。区内年平均气温在 0 ℃以下。地壳

表层常年被冻结，夏季表层虽融冻但其下部仍呈冻结状态；冻结层内的地下水主要呈固态（冰）赋存，部分仍属液态地下水，冻结层下则为液态地下水。

在多年冻结区进行水文地质测绘，除对地貌、地层岩性、构造条件进行一般性研究之外，还应着重进行：

① 收集区内的水文、气象等自然地理资料。着重分析区内气候的变化规律，注意多年冻结层的深度、片状冻结与岛状冻结层的分布规律及其特征、融冻期融冻层厚度。测定常年积雪区的范围、积雪和融雪量。搜集地表水体的分布、水位、流量资料。查明封冻期及融冻期地表水与地下水的关系。对河流、湖泊融区的成因、特点等进行观察测量。

② 了解区内不同地层及构造、地貌类型等与冻结层分布的关系，注意观察微地貌，探讨其在形成冻结中的作用。

③ 查明多年冻结层上水、冻结层间水和冻结层下水的埋藏条件。重点查明含水层厚度、地下水类型、补径排特征和水量、各层地下水的温度与水化学特征；

④ 研究现代冰川的形成、运动规律及冰川地貌。着重查明冰碛、冰水堆积、冰缘地貌的分布规律及其沉积物的类型与其中地下水的埋藏特征。

⑤ 注意了解由于开采和排除地下水等人为作用引起的融冻情况。

冻结层下水，通常水量丰富，动态稳定，水质好，是供水或排水的主要对象。冻结区的重点调查地段，建议在冬季的冻结期与入夏的融冻期分别进行观察并对比，有助于提高测绘成果质量。在冻结区测绘时，应尽量利用航卫照片解译资料，减少实地点线观察工作量。

3.2.5　水文地质条件的综合分析

水文地质测绘野外工作完成后，另一个重要工作就是进行室内综合研究，准确划分地下水系统，确定地下水补径排关系。该关系的确定主要是考虑含水介质的空间构造以及地下水的循环特征。也就是说，用水循环的观点，在全面了解地下水形成背景的基础上，把含水介质的空间构造特征与地下水流动特征有机地联系起来进行综合研究。重点考虑以下问题：

① 地下水储水构造及地下水所处的地貌与水文地质单元，它决定了地下水的汇水特征；

② 区内各种地下水露头的水位标高，它决定了地下水的流场；

③ 水文地质单元中的水量均衡，在同一水文地质单元内，地下水水量的收支应该达到一种动态平衡，否则地下水单元的划分可能存在问题；

④ 地下水地球化学特征，在同一地下水系统中，由于水岩相互作用，地下水的化学成分之间存在有机联系；

⑤ 人类活动对地下水运动的影响。

下面以裂隙水和岩溶水为例进行简要分析：

3.2.5.1　裂隙地下水单元

裂隙地下水单元的确定比孔隙地下水单元要复杂，这在于后者相对均质，因而单元

的确定相对简单，而裂隙地下水的储存空间极不均质，一般各向异性特征表现明显：如沿断裂破碎带发育的带状含水体，延伸可达数千米或更远，而宽度仅数米、数十米或百米以上。这种裂隙含水体如果在水平方向上与周围的区域性裂隙联为一体，则可能形成一个水量较为丰富的复合富水单元；对于区域性构造裂隙、成岩裂隙以及风化裂隙比较发育的含水体，可能形成富水较好的层状裂隙地下水单元。这种地下水单元的富水性取决于裂隙的宽度、延伸的长度与裂隙相互的切穿联通性。除有特大导水断层勾通外，其单元边界往往受地表分水岭控制，这点与孔隙地下水单元有类似之处。

3.2.5.2 岩溶地下水单元

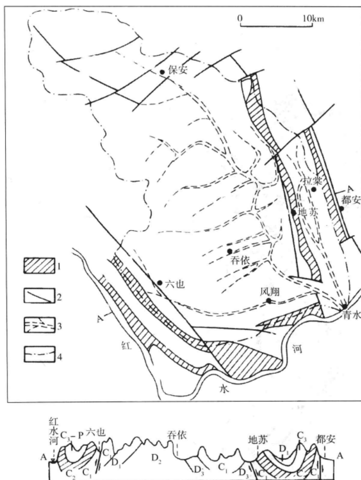
岩溶地下水单元的研究比较困难，其关键在于地下岩溶发育极不均一，致使地下水运动比裂隙地下水运动复杂得多。如岩溶管道水系统，它有地下暗河系统特征，在这种岩溶地区，它可能由数条相对独立的暗河系统组成，也可能是一个大的暗河网络系统，即有暗河主流，也有暗河支流，其总排泄口则是与地表河相通的大泉，最典型例子则是广西都安地苏暗河系统。地苏暗河系统由干流地苏暗河为主体，西有六也暗河支流，东有拉棠暗河支流，形成地区性完整树枝状暗河流域。丰季与地苏地表河共存、互补；枯季地表河干枯，地下河系统承担了该地区的全部行洪、排洪与向红水河供水功能。其暗河出口在红水河河边青水处，枯季流量达 4 m^3/s，丰季可达 400 m^3/s 以上（图 3－4）。

暗河地面特征则是以盲谷、伏流与沿向斜轴或垂直向斜轴分布的窜珠状天窗、落水洞或大泉为标志。此完整的树枝状地苏暗河水系在岩溶区比较少见，大多是以单支主流型暗河为主。如湖北恩施发育在三叠纪灰岩中的龙桥－天水暗河，海拔高程达 1000 m～1400 m，其暗河管道高达 40 m～80 m，宽达 20 m～50 m，天水洞出口流量为1 m^3/s～30 m^3/s，非常壮观。该暗河有数条小的支流，主干流的长度由中法专家实际地下测量，其总长度（包括支流与弯道）可达 48.3 km（见图 3－5）。

岩溶地区的地下水活动较地表水活跃，往往袭夺地表水流或穿越地表分水岭袭夺相邻地域的地下水或地表水系统，而形成更大的地下管道网络，如龙桥－天水暗河则是地下管道流袭夺了重庆奉节地表龙桥河水，穿越地表分水岭进入湖北清江上游所致（见图 3－5）。因而岩溶地下水系统的边界在强岩溶发育区往往不受地表分水岭约束，而形成穿越地表分水岭的特有水文地质单元。该特征也是导致岩溶地下水研究较为困难的重要原因之一。

对于岩溶发育较差地区，以溶蚀裂隙、孔隙为主，地下水埋深相对较浅，分布比较均一，富水性相对较差，其地下水单元划分也相对简单，因单元水文边界大多受地表分水岭控制。中国北方岩溶地下水单元大多属于这一类。

以上讨论对裸露型、埋藏型岩溶比较适用，但对覆盖型岩溶，情况可能更为复杂，因为岩溶发育区经过后期风化、剥蚀、搬运、充填、堆积作用，使部分地下洞穴被堵塞破坏，而造成新的裂隙管道系统，这都增加了地面调查，甚至物探、钻探的工作难度。对于覆盖层较厚的 Karst 地区必须使用物探并辅以钻探方法，揭露覆盖层厚度变化规律，制作基岩岩溶起伏等高线图，进行岩溶演化历史研究，从而判断地下水发育特征与地下水空间分布特征。



1．相对隔水层，2．断层，3．暗河，4．地下流域集水线

图 3－4　地苏地下河系统示意图

3.3　水文地质物探

水文地质物探是水文地质工作的重要手段。它成本低、速度快、用途广泛。随着物探设备的不断改进与测试精度的提高，其在水文地质研究中应用更为广泛。

水文物探的基本原理是依据含水岩体或地下水的导电性、导热性、热容量、温度、密度、磁性、弹性波传播速度及放射性等的差异，借助特定物探测量仪探明这些差异，进而分析判断研究区深部的岩性、构造及岩体的含水性能，为研究区水文地质条件的深入分析提供依据。



图 3－5　湖北恩施龙桥－天水暗河系统为穿越地表分水岭袭夺龙桥地表河形成

绝大多数物探方法并不能直接显示岩体或地下水本身的物性特征，而是通过仪器测定物理参数，如电导率、电磁率等进行解译，对电导强、电阻率低的地段可能判断为地下水富水地段。因为物探测量受到多种环境因素的干扰，测试精度也会受到相应影响，加之物探解译的多解性，直接影响解译分析的准确性与可靠性。因此，物探方法是水文地质研究的辅助方法，也是间接勘探地下水的方法。

物探方法种类很多，这里主要介绍地面物探及地球物理测井两大类。

3.3.1　地面物探

地面物探目的是根据调查的需要进一步查明含水层与富水区的空间展布，指导勘探钻孔的布置，减少勘探工作量，提高钻探效果和水文地质勘察质量。地面水文物探中常用方法有电法、磁法、地震法等，现在大多具有设备轻、效率高、解译方法成熟等优点。分别介绍如下：

3.3.1.1　电阻率法

电阻率法是通过测量岩石的电阻率值，分析推断地质体的水文地质特征。岩石的电阻率取决于岩石的矿物成分、结构、孔隙度、含水量及地下水的矿化度等。电阻率法可用于查明下列水文地质问题：

① 确定古河道、古冲洪积扇、基岩覆盖层、风化层及含水层的空间展布；

② 寻找断裂破碎带和岩溶发育带，确定其空间分布特征，圈定富水范围；

③ 划分咸淡水界面，寻找淡水透镜体；

④ 估算水文地质参数等。

这种方法在平原区使用效果较好，山区由于受地形干扰，现场工作与解译具有较大困难。

3.3.1.2　自然电场法

自然电场法是以地下存在的天然电场作为场源，测量研究区电场变化规律，查明地下水的埋藏、分布和运动状况。此方法主要用于寻找掩埋的古河道，基岩中的含水破碎带，确定水库、河床及堤坝的渗漏通道，以及测定抽水钻孔的影响半径等。方法的使用条件，主要决定于地下水渗透作用所形成的过滤电场的强度。一般只有在地下水埋藏较浅、水力坡度较大和所形成的过滤电位强度较大时，才能在地面测量到较明显的自然电位异常，因此该方法局限性较大。

3.3.1.3　交变电磁场法

交变电磁场法是以岩石、矿石（包括水）的导电性、导磁性及介电性的差异为基础，通过对研究区电磁性物理场空间和时间分布特征的研究，达到查明隐伏地质体和地下水的目的。

在交变电磁场法中有甚低频电磁法，它是利用超长波通信电台发射的电磁波为场源。频率测深法是以改变电磁场频率来测得不同深度的岩性。地质雷达法是利用高频电磁波束在地下电性界面上的反射来达到探测地质对象。其中，甚低频法对确定低阻体，如断裂带、岩溶发育带和含水裂隙带比较有效；地质雷达则具有较高的分辨率（可达数厘米），可测出地下目的物的形状、大小及其空间位置，但探测深度有限。

3.3.1.4 核磁共振法

核磁共振法又称为NMR技术，是当今世界的尖端技术之一，现已应用于地下水的直接探测。该项技术由原苏联科学家首创。目前NMR找水仪器有两种类型，一种是前苏联研制，俄罗斯仍在使用的NMR找水仪（Hydroscope）；另一种是法国、俄罗斯合作研制，由法国IRIS公司生产的NUMIS找水仪。该方法的基本原理是通过测量地下水中的氢核来直接找水。当施加一个与地磁场方向不同的外磁场时，氢核磁矩将偏离磁场方向，一旦外磁场消失，氢核将绕地磁场旋进，其磁矩方向恢复到地磁场方向。通过施加具有拉摩尔圆频率的外磁场，再测量氢核的共振信号，便可实现核磁共振测量。目前在中国西北干旱地区及岩溶区等地找水，已取得较好的效果，但该仪器价格昂贵（65万欧元~95万欧元）、抗干扰性差，发射/接收线圈直径较大等缺点限制了其推广应用。

3.3.1.5 地震勘探法

地震勘探法是根据土和岩石的弹性性质，测定人工地震所产生的弹性波在地壳内的传播速度来探测地质结构及含水界面的物探方法。该种方法具有勘探深度大、探测精度高的优点，可用来确定覆盖层和风化层的厚度、潜水面埋藏深度，划分岩层结构，探测断层和岩溶发育带位置。在地热勘探中常使用该方法探明深部地质构造，判断地热层的分布情况，其价格相对昂贵。

3.3.1.6 天然放射性法

主要适用于寻找基岩地下水，因为：

① 不同类型岩石的放射性强度有差异；

② 岩石中断裂带和裂隙发育带，常是放射性气体运移和聚积的场所，故可形成放射性异常带；

③ 在地下水流动过程中（特别是在出露地段），由于水文地球化学条件的突然改变，可导致水中某些放射性元素的沉淀或富集，从而形成放射性异常。

由于地下水中所含的放射性物质甚少，所以利用天然放射性找水，并非直接测定地下水的放射性，而是通过测定岩石的放射性差异判断有无含水的岩层，有无可供地下水赋存的断裂、裂隙（通道）构造。放射性探测的方法很多，但都是基于测量氡及其子体的射线强度。放射性探测的仪器种类也很多，但从原理上说主要分为γ、α两种辐射仪，γ射线穿透力较强，α粒子电离性能较强。根据其特点介绍如下：

（1）γ测量法

该法测量的是铀、钍、钾等放射性元素及其子体辐射出的射线的总强度。本方法使用的仪器轻便，工作效率高，对查明岩层分界线和破碎带有一定效果；但其异常显示不够明显，覆盖土层厚度较大时效果不佳。

（2）放射性能谱测量法

该法是在γ测量法的基础上新推出的方法。该方法能测量出γ射线总强度，并且可根据所记录的特征谱段的γ射线强度，区分出铀、钍、钾的γ辐射强度。在同一测量剖面线上，四条辐射强度曲线配合使用，可大大提高地质解译的精度。

(3) 射气测量法

该方法是用测氡仪测量土壤中放射性氡气体的浓度，以发现浮土下的放射性异常带。

氡是镭的衰变产物，氡的 3 个天然同位素都是放射性气体，其中^{222}Rn是主要的放射性气体（呈原子状态，易溶于水），由于它具有较长的半衰期（3.825 a），故能进行较长距离的迁移。氡常沿着构造裂隙和岩溶通道运移和集中，并在其上方产生一定的氡晕。因此，可通过探测氡（或其放射性子体）晕强度，寻找含水裂隙带或岩溶通道。测氡法对于寻找脉状基岩含水带有很好的效果，但其测量结果难免受到土壤湿度、温度、气压、土壤密实程度和融冻状态的影响。

另外还有 α 径迹法、α 卡法及^{210}Po法等不进行详细介绍。

3.3.2　地球物理测井

地球物理测井法（即物探测井）可用于钻孔剖面的岩性分层，判断含水层（带）、岩溶发育带和咸淡水分界面位置（深度）及确定水文地质参数等。当采用无芯钻进或钻进取芯不足时，物探测井更是不可缺少的探测手段。物探测井的地质一水文地质解译精度，在确定钻孔中岩层分界面和出水裂隙段位置方面，有时甚至比钻探取芯还高。

物探测井技术在石油物探研究中使用广泛，中国石油物探测井设备大多从国外引进，其测量深度可达 4000 m～6000 m，利用物探车对参数：补偿中子、声速、密度、自然伽玛、自然电位井径变化等进行一次性测量，并从计算机或打印机中一次性输出，有的设备还配有专门解译软件，对所测资料进行综合解译，输出解译结果，如岩性分布、孔隙度变化、富水性等，可直接划出含油、气、水构造（图 3－6），非常方便，但价格高昂。此设备现也逐步引入大型水文地质勘测。

水文物探测井主要可测定以下物理参数：

① 普通（视）电阻率：除划分钻孔地层剖面外，主要用于确定含水层的位置及厚度，测定岩石电阻率参数和岩石孔隙度。

② 井液电阻率：根据井中不同层位渗出的水体的电阻率变化，能可靠地确定钻孔中含水层（出水段）的位置和厚度，推断含水层的富水性，在电阻率变化明显的条件下可求出地下水的渗透速度，并间接计算渗透系数。

③ 自然电位：可确定地下水的矿化度和咸淡水界面，估计地层的含泥量。

④ 伽玛－伽玛：可按密度区分岩性、划分剖面，确定含水层和岩石的孔隙度。

⑤ 中子放射性：用于划分岩性，查明含水层，确定孔隙度和测定含水量。

⑥ 地温与地温梯度，推断井内进（漏）水位置与含水层位置。

⑦ 井径红外测量：表达地层的软硬变化，推测富水隔水特征。

⑧ 声速：通过声音在不同介质中传播速度测定反算岩石的孔隙度，用于划分岩性，进行地层对比，划分含水破裂带等

除此之外还有声纳测井、电视探针测井、地面穿透雷达、电磁法测量、放射性同位素示踪等地球探测方法，对于地下水流速测定可用相应的钻孔地下水流速仪，其流速测量范围为 0.2 cm/s～80 cm/s。主要采用推进器，或采用热脉冲或电磁感应原理制作。

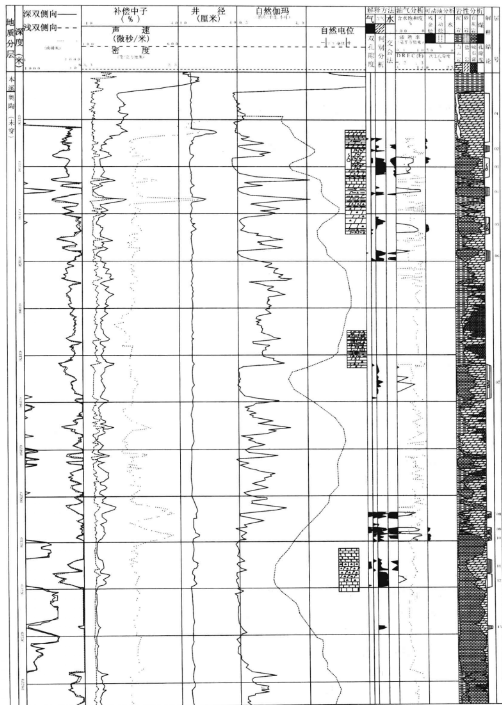


图3-6 石油物探测井成果解译图

直推探针（图3－7）是一种新型物化探测仪，不用预先钻孔，直接由重型卡车供水或供气作为动力（图3－7（a））把钻头（图3－7（b））以静压或振动方式压入地下进行测量，感应器安装在钻尖后部。

当探针进入预定目标层后（图3－7（a）的左边状态），其可移动护套及钻杆则可自动上移（图3－7（a）的右边状态），露出过滤筛网，通过过滤筛网可直接采取地下水样、气样、碳氢化合物样等，感应器可测量地下水污染浓度与垂向污染剖面。此探针适用于松散沉积层，其测量深度30 m左右，对松软地层深度可以更大。

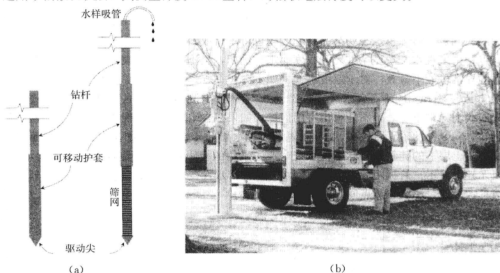


图3－7　直推探针式物化探仪（引自Groundwater Science）

3.3.3　水文物探工作内容

3.3.3.1　选择最佳物探环境

物探工作的现场环境选择是物探工作成败的重要方面，它必须考虑以下条件：

① 探测对象（岩层或含水带）与围岩之间存在比较显著的物性差异；

② 这种物性差异，要有一定的异常幅度，并在所探测的深度内能被使用的物探仪器识别；

③ 探测对象呈现的异常，能与自然和人为干扰因素引起的异常准确区分；

④ 探测对象应具有一定的空间规模，埋藏不能太深，自然和人为干扰因素如地形坡度、切割程度、浮土厚度、工业地电、地下金属管道等的影响能够通过相应技术剔除。

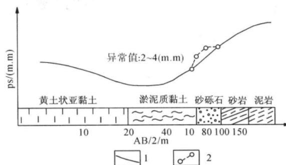
3.3.3.2　明确水文地质物探任务

根据水文地质地面调查存在的问题与物探工作特点，明确水文地质物探工作要解决的水文地质问题，确定物探工作内容或任务。它主要包括：进一步确定含水层与隔水层的空间分布特征，包括含水层厚度、深度、富水程度、咸淡水界面位置；测定相应水文地质参数，包括水位、井径、井斜和钻孔止水效果等。

3.3.3.3 确定物探方法，制订物探测线、测点布置方案

针对以上工作任务可选择相应的地面物探仪或物探测井方法。一般要求多方法同时进行以便相互验证，取长补短，以提高成果解译的可靠性和精度。例如，为探测倾角不大的层状含水层，可使用电阻率测深法；为寻找基岩脉状富水带，可同时使用电剖面法、磁法、γ 测量法和射气测量法。近年煤炭水文地质部门在北方岩溶区的勘探钻孔中，采用物探综合测井技术包括电阻率法、自然电位法、井液电阻率法、$\gamma-\gamma$ 法、中子法、井下电视等，取得了令人满意的效果，综合确定了岩溶含水层发育位置。

物探测线、测点布置应重点考虑地质构造线的分布特征，选择垂直构造线方向布置测线与测点，若为重点查明某一特殊问题也可平行或斜交构造线方向布置；其线间密度与点距密度视水文地质条件复杂程度而定。例如，当测线与构造破碎带交角很小时，测得的异常可能不显著。对于厚度不大（如 10 m～20 m），埋藏深度较大（如顶板深度大于 70 m～80 m）的砾石含水层（图 3－8），若采用电测深法按正常距离布点，在视电阻率曲线上异常不显著，不能得出有用信息；如果在含水层可能出现的深度上，加密极距（如图 3－8 中的砂砾石段），则可能测量出含水层的异常值。又如，当采用电剖面法寻找覆盖土层下的陡斜基岩脉状富水带时，如采用的极距过小，探测深度达不到富水带，便无异常显示；若极距太大，则因富水带深部富水性变弱，异常显示变弱而得不到有用信息。因此，测线、测点间距的确定非常重要。



1. 正常极距测得的 ρ_s 曲线；2. 加密极距测得的 ρ_s 曲线

图 3－8 某地的电测深曲线

3.3.3.4 进行物探测量信息解译

物探测量信息非常丰富，它是探测对象本身、周边环境与人为干扰因素的综合表现。因此，要根据地质—水文地质条件进行滤波处理，剔除环境与其他因素影响（即消除白噪音），得出正确的解译结果（图 3－9）。物探信息的解译具有多解性，因而在解译进程中正确使用其他相关信息包括预先试验信息、地面测绘水文地质信息，对不同“解”进行分析、判断与选择。图 3－9 中低电阻者为富水地段，高电阻者为弱富水或相对隔水地段。

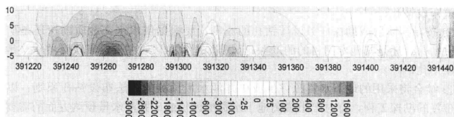


图 3－9　视电阻剖面解译图

3.4　水文地质钻探

水文地质钻探（也称水文钻探）是继水文地质测绘与水文地质物探以后需要采用的勘测方法，也是探寻地下水最直接的勘探手段，在各种水文地质调查中，均应设计相应的水文钻探工作量。但它施工困难，耗时较长，价格昂贵，在布置钻探工作时应特别慎重。本章着重讨论水文钻孔布置原则，不同地质体中水文钻孔的布置方案，井孔设计及如何进行水文地质观测等内容。

3.4.1　水文地质钻探工作的任务

水文地质钻探工作的任务，首先决定于勘探目的（供水或疏干），调查阶段（普查或勘探）；其次决定于勘探区的自然地理和地质构造，以及水文地质特征等。一般的任务是：

① 揭露地下含水层，查明含水层的空间分布与变化特征，包括含水层的岩性、结构、构造及与邻近含水层、上下隔水层的关系；

② 查明各含水层水位，确定各含水层的初见水位和天然（稳定）水位，确定各含水层之间的水力联系；

③ 进行水文地质试验，测定含水层的水文地质参数；

④ 采取岩芯，详细进行水文地质现象观测，提取水文地质信息，然后根据水文地质分析的需要，采取相应岩土样作岩土的水理性质和物理力学性质实验，取水样作水质分析，测水温；

⑤ 进行地下水动态观测，了解地下水的补径排关系与动态变化特征；

水文地质钻孔类型可根据钻孔的主要任务划分，有四类，即：勘探孔：主要了解地质、水文地质条件；试验孔：完成前者任务外，尚需进行水文地质试验；观测孔：主要供水文地质观测和取样；开采孔：取得水文地质资料后，扩成开采井。通常称第一类为一般水文地质孔，称后第三类为专门水文地质孔。

3.4.2　水文钻孔布孔原则及布孔方案

3.4.2.1　水文钻孔布孔原则

由于水文钻孔具有结构复杂，施工要求严格，周期长和成本高等特点，因此设计钻孔总体原则是：以最小的经济成本与勘探工程量，获得尽可能全面的第一手水文地质资料的目的。具体有以下五大原则：

① 结合勘察剖面，把勘探孔布置在重点需查清地段的原则：在系统完成水文地质测绘或水文地质物探工作基础上，确定需查清或需证实的水文地质问题，尽可能与勘探

线一致布设钻孔；

② 按勘探阶段或勘探任务设计钻孔的原则：要根据供水水文地质勘探还是矿床水文地质勘探，还是其他专门目的的勘探；属哪个勘探阶段，主要需解决哪些水文地质问题布设钻孔；

③ 结合将采用的地下水资源评价或矿井涌水量预测的方法布设钻孔原则：以往生产中布置的勘探工程，有时严重脱离地下水资源评价或矿井涌水量预测方面的需要，因而常造成计算上的困难和失误；

④"先疏后密，点线结合，深浅结合"的布孔原则：可根据新的情况改变原布孔方案，以便得到更准确或更丰富的水文地质资料；

⑤"一孔多用"、"供排结合"及水资源管理需要的布孔原则：设计勘探孔应考虑"探采结合"、"探排结合"、长期观测、实验的需要。

3.4.2.2 水文钻孔的布置方案

由于水文地质条件不同、勘察目的不同，其水文钻孔的布置方案将有所不同，下面以松散沉积区与基岩区为例，根据以上总体原则介绍水文勘探孔的布设。

(1) 松散沉积物分布区

主要指山间盆地、山前倾斜平原、河流平原和滨海平原等地区。该地区富水性虽随地貌部位及沉积物类型有所变化，但总体富水性相对均一，因而钻孔布置相对容易与规则。下面分四个区讨论。

① 山间盆地：大型山间盆地中含水层的岩性、厚度及其变化规律，均受盆地内第四系成因类型控制。为此，山间盆地内的主要勘探线，应沿山前至盆地中心方向布置。盆地边缘的钻孔，主要是为控制盆地边界条件，特别是第四系含水层与基岩（如岩溶）含水层的接触边界，以查明松散沉积层地下水与基岩含水层之间的互补关系；盆地内部适量勘探钻孔，用于控制其主要含水层在水平和垂直方向上的变化规律。区域地下水排泄区布控制孔，用于查明区域排泄条件。

② 山前倾斜平原地区：勘探线应控制山前倾斜平原含水层的分布及其在纵向（从山区到平原）和横向上的变化特点，即主要勘探线应平行冲洪积扇轴，而辅助勘探线则垂直冲洪积扇轴。对大型冲洪积扇，应有两条以上垂直河流方向的辅助勘探线，以查明地表水与地下水的补排关系。

③ 河流平原地区：本地区的勘探线应垂直于主要的现代及古代河道方向布置，以查明古河道的分布规律和主要含水层在水平和垂直方向上的变化；对大型河流形成的中下游平原地区，应布置网状勘探线来查明含水层的分布规律。

④ 滨海平原地区：在滨海平原地区，勘探线应垂直海岸线布置，在海滩、砂堤、各级海成阶地上，均应布有勘探孔，以查明含水层的岩性、岩相、富水性等的变化规律。在河口三角洲地区，为查明河流冲积含水层分布规律和咸淡水界面位置，则应布置成垂直海岸和垂直河流的勘探网。

其他松散层分布地区的勘探线，均可参照以上布设方案，结合地区特点布孔。

(2) 基岩分布区

① 裂隙岩层分布地区：该地区地下水主要赋存于风化和构造裂隙之中，形成脉、

网状水流系统；为查明风化裂隙水埋藏分布规律的勘探线，一般沿着河谷至分水岭的方向布置，孔深一般小于100 m。为查明层间裂隙含水层及各种富水带的勘探线，则应垂直于含水层或含水带走向的方向布置，其孔深决定于层状裂隙水的埋藏深度和构造富水带发育深度，一般为100 m～200 m。对于热水、卤水资源勘探孔深可达1000 m～2000 m左右，甚至更深（4000 m）。

② 岩溶地区：北方的岩溶水盆地，主要勘探线应沿区域岩溶水的补给区到排泄区的方向布置，以查明不同地段的岩溶发育规律。从勘探线上钻孔的分布来说，排泄区加密布置，必要时可增加与之呼应的辅助勘探线，以查明强岩溶发育带的范围。垂向上，在同一水文地质单元内，钻孔揭露深度从补给区到排泄区应逐渐加大，以揭露含水层深循环系统的富水和水动力特点。为准确进行区域地下水资源的评价，查明岩溶水补给边界及排泄边界，勘探线应通过水文边界，并用钻孔加以控制。

在以管道流为主的南方岩溶区布置水文地质勘探孔时，除考虑上述原则外，尚应考虑主要的地下主管道或暗河分布位置，沿暗河方向或垂直暗河方向布设控制性钻孔，以确定暗河或管道分布的空间位置，部分钻孔将作为长观孔或开采孔。

3.4.3 水文钻孔技术要求

3.4.3.1 钻孔孔身结构的设计要求

水文钻孔的孔身结构，包括孔深、孔径（开孔与终孔）以及井管与滤水管的类型等。

（1）孔深的确定

主要根据具体水文地质与构造条件、钻孔目的，并结合设备的技术性能而定。水文钻孔的深度，原则上应揭穿当地主要含水层。其中，基岩孔应穿透主要富水段，岩溶区应揭穿岩溶发育带（或主要的岩溶含水层）。在厚度很大或多层的孔隙含水层分布地区，钻孔深度可按目前一般凿井机械允许深度范围或目前可能的开采深度来确定。

（2）孔径的确定

决定于所设计钻孔的类型。探明一般水文地质条件的钻孔和抽水试验或地下水动态观测孔，一般为小口径；而为供水目的的抽水孔和探采结合孔，则要求设计较大口径。

开孔孔径除满足孔内最大一级滤水管和填料厚度要求外，尚需满足在钻孔中的浅部松散覆盖层和基岩破碎带加装护壁管的要求。供水钻孔的开孔直径，还应考虑满足安放所用抽水泵体外部尺寸的要求。因此，一般水文钻孔的开口直径都大于终孔直径。开孔直径，在松散岩层中，一般应大于250 mm；在坚硬岩石中，应大于168 mm。

终孔的直径，对于基岩钻孔一般不应小于130 mm；对于松散层钻孔一般不应小于150 mm。有条件时尽可能“一径到底”。

（3）滤水管的设计

滤水管是指安装在钻孔中含水层（段）的一种带孔井管，用于井壁保护、过滤细粒泥沙、防止水井淤塞，以利含水层中地下水顺利进入井中，它是水文钻孔成井不可缺少的组成部分，是水文钻孔设计中的重要环节。

滤水管可用金属或各种非金属材料制作。其结构有的简单，如穿孔骨架过滤器，常用于基岩含水层；有的复杂，如缠丝、包网或填砾滤水管，常用于松散岩层含水层；视

含水层性质、钻孔的用途而定。

滤水管长度，一般应与含水层（段）厚度一致。当含水层很厚时，应设计非完整井抽水，每段过滤器长度一般不超过 20 m~30 m。为孔内沉淀，常设计 3 m~5 m 的沉淀管。

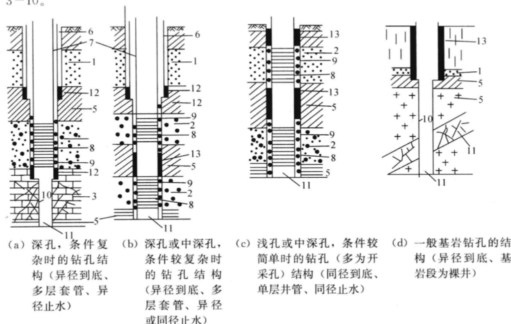
3.4.3.2 对钻孔止水要求

为了获得各个含水层的水文地质参数，在多层结构含水层中进行钻探，需要分层止水以进行分层抽水试验。此外，为防止某个深度或层位的咸水流人孔内，或者钻进过程中及时隔离某个强漏水层，以保证正常钻进，也都需进行钻孔的止水工作。

止水部位应尽量选在隔水性能好、厚度大及孔壁较完整的孔段。其止水方法及材料选择，应根据止水要求和孔内地质条件来确定。常用材料有海带、黏土、水泥、牛皮、橡胶等。

对水文勘探孔，只需满足勘探过程中对地下水分层观测及试验的要求时，常用黏土、海带、橡皮、牛皮等进行暂时性止水。对勘探开采孔或开采孔，永久性动态观测孔等，则需用黏土、水泥等环保材料，进行永久性止水。

止水方法按条件不同，常分为同径和异径止水，以及管外和管内止水等方法，见图 3－10。



（a）深孔，条件复杂时的钻孔结构（异径到底、多层套管、异径止水）　（b）深孔或中深孔，条件较复杂时的钻孔结构（异径到底、多层套管、异径或同径止水）　（c）浅孔或中深孔，条件较简单时的钻孔（多为开采孔）结构（同径到底、单层井管、同径止水）　（d）一般基岩钻孔的结构（异径到底、基岩段为裸井）

图 3－10　钻孔结构图（引自专门水文地质学，房佩贤等，1978）

1. 非开采含水层；2. 开采的孔隙含水层；3. 开采的基岩含水层；4. 开采的基岩脉状含水带；5. 相对隔水层；6. 第一层套管；7. 第二层套管；8. 滤水管；9. 滤料；10. 基岩裸井段；11. 沉淀管；12. 异径止水段；13. 同径止水段。

选择止水方法，主要取决于钻孔的类型、结构、地层岩性和钻探施工方法等多种因素。一般常用管外异径止水，其效果好且便于检查，但钻孔结构复杂，各种规格管材用

量大，且施工复杂。管外同径止水或管外管内同径联合止水方法，钻孔结构简单，钻进效率高，管材用量较少，但也有止水效果差，检查不便等缺点。

止水效果如何，必须进行检查，常用的检查方法是在止水管内抽水或注水，观测其管外水位变化；若在规定时间内无变化则认为止水效果达到要求，否则要重新进行止水工作。

3.4.3.3　对钻探冲洗液的要求

按理论要求，水文钻孔最好使用清水钻进。但在实际工作中，为节省护孔管材和提高钻进效率，经常使用泥浆钻进。然而，如果使用的泥浆稠度过大，或钻进结束后的洗孔工作进行不够彻底时，可能对含水层的透水性能产生严重不利影响。因此，必须严格控制泥浆的稠度和密度。一般水文钻孔钻进时的泥浆稠度最好小于 18 s，密度控制在 1.1 g/cm^3～1.2 g/cm^3。

3.4.3.4　对钻孔孔斜的要求

按规范规定孔深小于 100 m 时，孔斜不得超过 1°；当孔深大于 100 m 时，孔斜最大不得超过 30°。

对钻孔孔斜的上述要求，目的在于保证水泵和井管能够顺利下入井中。

3.4.4　钻探过程中的水文地质观测与编录

水文钻孔除保证设计和施工正确外，还必须作好钻进过程中的岩芯编录、地质和水文地质现象观测与编录工作。

3.4.4.1　岩芯的观测和编录

在水文地质钻探过程中，对于取芯钻孔要求每次提钻后立即对岩芯进行编号，与尽可能详尽地观察、编录等，对重要地质或水文地质现象还要进行岩芯采样。

① 岩芯的地质描述。重点放在判断岩石的透水性上。一要对地表见不到的现象进行观察描述：如地层（特别是地表未出露的岩层）的岩性、构造、厚度、风化程度、孔隙、裂隙发育及其充填胶结状况，地下水活动痕迹（溶蚀或沉积）等进行认真观察与详尽描述；二要根据自然地质条件分析判别由于钻进所造成的一些假象，如某些基岩层因钻进而造成破碎擦痕，地层的扭曲，变薄；缺失和错位，松散层的扰动，结构的破坏等。

② 测算岩芯采取率。判断坚硬岩石的破碎程度及岩溶发育强度，进而确定富水层位、分析岩石的透水性。

岩芯采取率 K_u 可按下式计算：

$$K_u = \frac{L_o}{L} \times 100\% \tag{3-1}$$

式中：L_o—— 所取岩芯的总长度，m；

L —— 本回次进尺长度，m；

一般基岩钻孔中 K_u 不小于 70%，在构造破碎带、风化带和裂隙、岩溶带中，K_u 不小于 50%。但在一些强破碎或岩溶发育区，K_u 小于 20%。

③ 统计裂隙率及岩溶率。基岩的裂隙率或岩溶率，是用来确定岩石裂隙或岩溶发育程度以及确定含水段位置的可靠标志。钻探中通常只作线状统计，用下式计算：

$$y = \frac{\sum b_i}{L \cdot K_u} \times 100\% \qquad (3-2)$$

式中：y —— 线裂隙率或线岩溶率；

$\sum b_i$ —— L 段内在平行岩芯轴线上测得的裂隙或岩溶的总宽度，m；

L —— 统计段长度，m；

K_u —— L 段内的岩芯采取率。

④ 按设计的层位或深度，从岩芯或钻孔内采取一定规格（体积的或重量的）或定方向的岩样或土样，以供观察、鉴定、分析和实验之用。在采取诸如孢子花粉、同位素、古地磁等样品时，应更加注意采样要求。

3.4.4.2 水文地质现象观测

水文地质观测是水文钻探的核心工作，它能及时发现问题，指导钻探施工，提高研究成果的科学质量。每个水文钻孔，都要严格按照设计，高质量地完成各项内容的观测工作。主要的观测项目有：

① 观测冲洗液消耗量：在钻进过程中如发现冲洗掖的性质及消耗量突然发生变化，则说明所揭露地层的渗透性和涌（漏）水量发生了变化，可能是揭露了新的含水层（带）。要求记录其变化的时空位置和准确量。

② 观测含水层水位变化：当钻孔揭露新的含水层时，孔内的水位会发生变化，在钻进过程中要求随时精确测量孔中水位。一般在每次下钻前和提钻后皆应立即测量，停钻期间要每 1～4 小时观测一次，以系统掌握孔内水位的变化情况。发现含水层后，应停钻测定其初见水位和天然状态下的稳定水位。潜水的初见水位与稳定水位基本一致；承压水的稳定水位则高于初见水位。

③ 观测孔内异常现象：主要有进尺突然变快、异常响声、钻具陷落、涌砂、涌水、缩径、孔壁坍塌等，要求记录其时空位置及起止深度，分析产生的原因，判断水文地质条件；

④ 观测水温：当钻进揭露不同含水层时，要分别测定其水温。对巨厚含水层，要分上、中、下三段，分别测定地下水温度，并记录孔深及水温计的放入深度。测量水温时，应同时观测气温。

3.4.4.3 后续工作

① 取水（气）样品。作为评价地下水水质的水、气样，一般可在测定含水层稳定水位之后采取。而作为发现含水层的手段，则应经常采样，当场分析其中某种或某几种成分，找出它们突然变化的位置，并配合其他条件来确定含水层。

② 在钻进工作结束后，进行洗井，并按要求进行综合性的水文地质物探测井工作。水文地质物探测井信息与钻进过程中观测到的所有水文地质观测数据和重要现象，均要求反映在终孔后编制的水文钻孔综合成果图表中。

③ 做好护孔与封孔工作，并编写该孔的完钻专题报告。

3.5 水文地质试验

水文地质试验是水文地质调查不可缺少的重要手段，主要有抽水试验、渗水试验、

注水试验、地下水示踪及连通试验，用于测定含水层水文地质参数，评价含水层富水性，查明地下水运动规律，重点介绍抽水试验。

3.5.1　抽水试验

3.5.1.1　抽水试验的目的任务

抽水试验是在野外现场进行，是利用单井或多井抽水，伴以相应的观测井观测，经历数小时或数天或更长时间的抽水，用以确定含水层水文地质参数，评价含水层富水特征和分析地下水运动规律。抽水试验有五大任务：

① 确定井涌水量 Q 与水位降 h、抽水延续时间 t 之间的量化关系，求所抽水的含水层及相关的越流层的水文地质参数，如（K、T、μ、μ^*、α）等；

② 研究抽水过程中降落漏斗的时空变化特征，如影响半径 R、最大降深 H 及与时间 t、流量 Q 关系；

③ 研究含水层之间、含水层与地表水体之间的水力联系及补排量化关系；

④ 准确确定或分析含水层或含水体的边界位置与边界阻水、导水性质，包括一些特殊构造的水文地质性质；

⑤ 模拟开采或疏干，以确定井距、开采降深、合理井距等井群设计参数。

如从图3－11抽水获取的等水位线图可以准确地判断 F_1、F_2、F_3 断层具阻水性

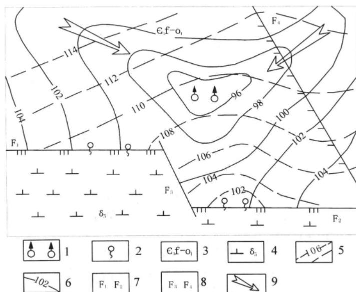


图3－11　山东莱芜某岩溶水源地抽水条件下地下水流场图

（引自《专门水文地质学》（第三版），曹剑峰等，2006）

1. 抽水孔组；2. 泉水，抽水试验后期干枯；3. 结晶灰岩、灰岩和白云质灰岩（含水组），4. 燕山期闪长岩；5. 抽水试验前的地下水等水位线（m）；6. 抽水试验水位稳定时的地下水等水位线；7. 压性断层，抽水条件下为阻水断层；8. 张扭性断层，抽水条件下，F_3 为阻水断层，F_4 为透水断层；9. 地下水流向

质，F_4 可透水性质，并可判定水从北东和北西向补给。而从图 3－12 抽水等水位线，可准确地判断含水层的各向异性、断层的导水性和抽水孔西南存在的岩性隔水边界。

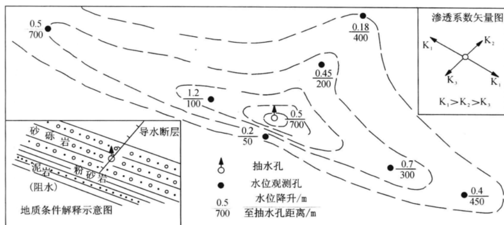


图 3－12　吉林长岭某地新第三系含水层抽水钻孔水位等值线示意图

（引自《专门水文地质学》（第三版），曹剑峰等，2006）

3.5.1.2　抽水试验的类型

抽水试验类型繁杂，其严格分类比较困难，可根据井流理论、抽水目的、抽水井与抽水井或抽水井与观测井的个数、关系等划分，详见下表。

生产上常按抽水试验时所用井孔的多少，分为单孔抽水、多孔抽水、干扰井群抽水、试验性开采抽水和群孔干扰抽水等。

（1）单孔抽水试验

仅在一个试验孔中抽水，用以确定涌水量与水位降深的关系，概略取得含水层渗透系数；

（2）多孔抽水试验

在一个主孔内抽水，在其周围设置若干个观测孔，观测地下水位，可以求得较为确切的水文地质参数和含水层不同方向的渗透性能及边界条件等；

（3）干扰井群抽水试验

在影响半径范围内，用两个或两个以上的钻孔同时进行抽水，通过干扰抽水试验确定水位下降与总涌水量的关系，从而预测一定降深条件下的开采量或一定开采定额下的水位降深值，同时也为合理的布井方案提供依据；

（4）试验性开采抽水试验

是模拟未来开采方案而进行的抽水试验，一般在地下水天然补给量不很充沛或补给量不易查清，或者勘察工作量有限而又缺乏地下水长期观测资料的水源地，为充分暴露水文地质问题，宜进行试验性开采试验抽水。常在多个钻孔中抽水，并用钻孔实际出水量作为评价地下水可开采量的依据。

抽水试验类型简表

分类依据	抽水类型	亚类		适用范围或目标
Ⅰ按井流理论	Ⅰ1 稳定抽水			(1) 确定水文地质参数 K、$H(r)$、R； (2) 确定水井的 $Q-s$ 曲线类型： ① 判断含水层类型和补给条件； ② 外推设计降深时的开采量。
	Ⅰ2 非稳定抽水	Ⅰ2.1 定流量非稳定抽水		(1) 确定水文地质参数 μ^*，μ，k'/m'，(越流系数)、T，α，β (越流因数)、$1/\alpha$ (延迟指数)； (2) 预测在某一抽水量条件下，抽水流场内任一时刻任一点的水位下降值。
		Ⅰ2.2 定降深非稳定抽水		
Ⅱ按干扰和非干扰理论	Ⅱ1 单孔抽水	按观测孔数	Ⅱ1.1 无观测孔单孔抽水	适用于稳定流抽水、多用于普查、初勘阶段，达到的目标同 $I1$ 所列。
			Ⅱ1.2 多观测孔单孔抽水（包括单个观测孔）	(1) 少量用于初勘，多数用于详勘，以提高水文地质参数的计算精度； (2) 掌握降落漏斗的时空分布与扩展过程，确定水文边界； (3) 准确求解水文地质参数； (4) 特点：面积大，井多，耗时，耗力、耗财
	Ⅱ2 群孔抽水	按抽水井数	Ⅱ2.1 一般干扰抽水	(1) 在详勘或开采条件下使用； (2) 求干扰出水量、干扰降深、井间干扰系数和合理井距。
			Ⅱ2.2 试验性开采抽水	(1) 适用于勘察工作量少、补给量不足或不清且缺乏长观资料的地区； (2) 以实际出水量评价地下水开采量。
			Ⅱ2.3 群孔干扰抽水	(1) 适用于大型岩溶矿床排水或大型水源地详勘，查明边界与流场的非均质性，求最大排水量或允许开采量； (2) 建立采、排条件下地下水流运动模型 (3) 特点：面积大，井多，耗时，耗力、耗财
Ⅲ按含水层数	Ⅲ1 分层（段）抽水			单独求取含水层或某段的水文地质参数
	Ⅲ2 混合抽水			求多个含水层综合的水文地质参数
Ⅳ按井完整性	Ⅳ1 完整井抽水			适用于含水层不厚
	Ⅳ2 非完整井抽水			适用于含水层很厚

注：根据《水资源开发与保护》，地质出版社 2001.8，徐恒力等修改。

(5) 群孔干扰抽水试验

由数个乃至数十个抽水孔组成若干井组，井组控制范围大、观测孔多，能有效控制流量边界，是一种大流量、大降深、长时间（几个月）的大型干扰抽水试验；它能形成一个大的人工流场，以充分揭露边界条件和整个流场的非均质状况。该试验主要用于涌水量很大，边界条件不清，水文地质条件复杂的岩溶矿区。

具体采用何种类型抽水可视水文地质调查工作的目的和任务而定，如在区域性水文地质调查及专门性水文地质调查的初始阶段，抽水试验的目的主要是获取含水层具代表

性的水文地质参数和富水性指标（如钻孔的单位涌水量或某一降深条件下的涌水量），故一般选用单孔抽水试验即可；当只需要取得含水层渗透系数和涌水量时，一般多选用稳定流抽水试验；当需要获得渗透系数、导水系数、释水系数及越流系数等更多的水文地质参数时，则需选用非稳定流的抽水试验方法。进行抽水试验时，一般不必开凿专门的水位观测孔，但为了确定复杂的水文地质边界条件，降位漏斗的形态与发展过程，提高所求参数的精度和了解抽水流场特征，应尽量利用更多已有的水井作为试验的水位观测孔。当已有观测孔不能满足要求时，则需开凿专门水位观测孔。

对专门性水文地质调查的详勘阶段，如大型岩溶水区的矿床排水，为获得开采孔群（组）设计所需水文地质参数（如影响半径、井间干扰系数等）和水源地允许开采量（或矿区排水量）时，则需选用群孔干扰抽水试验。当设计开采量（或排水量）远小于地下水补给量时，可选用稳定流的抽水试验方法；反之，则选用非稳定流的抽水试验方法。

按抽水降深大小变化可把抽水试验分为正向与及逆向抽水两种。降深由小至大为正向，多用于松散含水层中，因为这有利于抽水井周围天然过滤层的形成，反之为逆向，并多用于基岩含水层，因为开始的大降深有利于对井壁和裂隙的清洗。

3.5.1.3 抽水孔和观测孔的布局设计

（1）抽水主孔的布设

① 按抽水试验的任务和目的布设。为求水文地质参数的抽水主孔，一般应远离含水层的透水、隔水边界，布置在导水及储水性质、补给条件、厚度和岩性条件等有代表性的地段；对于探采结合的抽水井（包括供水详勘抽水井），要求布置在含水层（带）富水强或已拟定生产井的位置上，以利改勘探孔为生产孔；对于以查明含水层边界性质、边界补给量为目的的抽水孔，应布置在靠近边界的地方，以利观测边界两侧水力联系与水位变化。

② 充分利用周边已有水井作为抽水时的水位观测孔。

③ 正常抽水试验开始时严格排除正在使用的生产水井或其他地下水排、灌工程的干扰。

④ 严格防止抽水井抽出的水回注入含水层，产生水量的重复计算。

（2）水位观测孔的布设

主孔确定以后，观测孔的布置需考虑解决问题的需要与经济条件的许可。

① 对均质各向同性、水力坡度较小的含水层，其抽水降落漏斗近于圆椎形，抽水孔的各个方向上，水力坡度近于相等，可垂直地下水流方向布置一条观测线（图 3－13（a））。

对均质各向同性、水力坡度较大的含水层，其抽水降落漏斗近于椭圆椎形，下游一侧的水力坡度大于上游一侧，故除垂直地下水流向布置一条观测线外，尚应在上、下游方向上各布置一条水位观测线（图 3－13（b））。

对于均质各向异性的含水层，应按异性方向布置观测线，以求不同方向的水文地质参数。

② 水位观测线上观测孔的数目：如仅求参数，稳定抽水一线应不少于 2 个，非稳

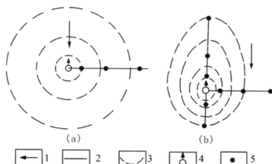


图 3－13　抽水试验水位观测线布置示意图

1. 地下水天然流向；2. 水位观测线；3. 抽水时的等水位线；4. 抽水主孔；5. 水位观测孔

定抽水一线 1 个～3 个，多数布置 3 个，以便多种方法（$S-\lg t$、$S-\lg r$）求取参数；为描述降落漏斗特征，观测孔不少于 3 个，对于判断水力联系与边界性质观测孔不应少于 2 个。

另外对于解决一些特殊水文地质问题，如河流与地下水联系、含水层之间水力联系、断层导阻水、非均质地段水文特征等其观测井数可按需灵活布设。

③ 观测孔距主孔距离：观测孔间距按近主孔者小，远主孔者大的原则布设，最远者应以能观测水位明显变动为原则，最近者视含水层渗透性和抽水降深而定，可由数米至 20 米；对渗透性强、降深大的主孔抽水，观测孔可适当偏远，以避开紊流和三维流的影响。相邻观测孔间距的确定以保证两孔间可观测到的水位差大于 20 cm 为据。对于非稳定流试验观测孔间距应在对数轴上均匀分布，总体来说应比稳定抽水试验所设间距要小，以便抽水初期水位变化观测。

④ 观测孔深度：均质完整井抽水，观测孔孔深应大于主孔的最大降深，非完整井抽水观测孔深应达主孔抽水段的中部，一般观测孔孔深为 10 m～15 m，少数达 20 m。

3.5.1.4　抽水试验技术要求

技术要求主要指对抽水水量、水位降深和抽水延续时间的确定；流量、水位的观测时间间隔和观测精度的确定；试验所用的水泵和流量计、水位观测仪器的选择，其具体要求可参阅有关的生产规范（规程）。现分别讨论如下。

（1）稳定流单孔抽水试验的主要技术要求

① 水位降深。正式的稳定流抽水试验一般要求有 3 次不同水位降深（落程），以便确定流量 Q 与降深 S 的关系，各次降深的抽水要求连续进行；对成果的精度要求不高，或对次要含水层试验，或因涌水量过小（如单位涌水量小于 0.1 L/（s・m），或因抽水设备所限，最大降深未超过 1 m 等情况下，可只作一个落程的抽水试验。如对 $S-Q$ 关系已掌握的地区，又能保证两个落程抽水结果的正确，可以只作两个落程的抽水。因为稳定流抽水的几种 $Q-S$ 经验关系中都不多于 2 个未知参数，而且根据 2 次抽水资料利用下式：

$$\frac{Q_2}{Q_1}=\sqrt[n]{\frac{S_2}{S_1}} \tag{3-3}$$

式中：n 值可以判定 $Q-S$ 曲线类型：$n<1$，不正常；$n=1$，为直线型；$1<n<2$ 为指数型；$n=2$，为抛物线型；$n>2$，为对数型曲线。

这种方法可节省一个落程的试验工作量，但缺乏第三个点的检验，可能错判 $Q-S$ 关系，故可靠程度较差。

最大降深的确定主要取决于试验的目的。当测定参数时，降深值应小些。这样可以避免紊流、三维流的产生。为地下水资源评价和疏干计算，降深值应能保证外推至设计要求。当为判断边界性质和水力联系时，则要求有足够的降深或力求较大的降深，使相关地质与水文地质问题得以充分暴露，这是因为某些层、带的隔水性能可能受制于边界两侧的水头差。

通常最大水位降深值（S_{max}）的选择可按以下原则：对潜水可取含水层厚度 H 的 $H/3\sim H/2$；承压水最大降深可小于由静水位至承压含水层顶板的高度。其余两次降深可均匀分布（如 $S_1=S_{max}/3$，$S_2=S_{max}/2$），以利绘制 $Q-S$ 曲线。最小降深和两次降深之差，一般均不得小于 1 m。

② 水位和流量稳定延续时间。稳定延续时间指在某一降深下，井的渗流场或动水位达到近似稳定后，抽水试验计时开始至结束所延续的时间。延续时间主要是为了检验抽水地段、钻孔的出水量与地下水对孔内的补给是否达到了平衡。显然稳定时间越长，其稳定状态越可靠、试验精度越高。但稳定时间过长可能造成不必要的浪费，因而应根据实际需要，勘察目的与具体水文地质条件确定稳定延续时间。如试验层为补给条件较好，渗透性能较强的承压含水层（特别是只求取渗透系数时），延续时间可短一些（8 h～24 h）；若补给贫乏，渗透性差，水位水量又不易稳定的潜水含水层，延续时间可适当加长（24 h～72 h），当抽水试验带有专门的水位观测孔时，距主孔最远的水位观测孔的水位稳定延续时间应不少于 2 h～4 h；如需确定开采井的出水能力，判定含水层之间的水力联系或进行专门干扰抽水试验，其延续时间则需要更长（几天到数月）。对于一些特殊情况，如岩溶区抽水出现地面塌陷或地下管道沟通新的补给源，钻孔出水量时大时小不能稳定时，可适当延长抽水时间；对于海滨地区出现咸水倒灌或咸水淡化时，也应延长抽水时间。

抽水孔水位波动，不超过降深的 1%为稳定。但当降深较小，则以 3 cm～5 cm 为限。当用空气压缩机抽水时，主孔水位波动允许达 20 cm～30 cm，观测孔以不超过 2 cm～3 cm 为准，但不能有趋势性的变化。涌水量波动不应超过抽水量的 5%。

③ 水位和流量观测时间。抽水前需观测天然稳定水位。一般地区每小时观测 1 次，2 小时内所测数值不变或 4 小时内水位相差不超过 2 cm 者方可作为稳定水位。若天然水位波动较大，则可取一个或几个周期中水位的平均值作为天然稳定水位。

抽水过程中，水位、流量应同时观测。观测时应先密后疏。如开始时 5 min～10 min观测 1 次，以后则 15 min～30 min 观测 1 次。抽水终止或中断后，均应观测恢复水位。观测时也应先密后疏，直至稳定，或已符合抽水前的天然动态为止。对恢复水位稳定的要求与抽水前天然水位相同。如所测水位与抽水前有差异，可将差值以各落程之

延续时间为权重修正各降深值。

（2）非稳定流抽水试验的主要技术要求

非稳定流抽水试验，按泰斯井流原理，可设计成定流量抽水（水位降深随时间变化）或定降深抽水（流量随时间变化）。由于抽水过程中流量比水位容易控制（因水泵抽水量可以核定），在实际生产中，一般多采用定流量的非稳定流抽水试验。只当模拟定降深的疏干或开采，或钻孔井流自溢时采用定降深的非稳定抽水试验。本节将以定流量抽水为例，介绍非稳定流抽水试验的技术要求。

① 抽水流量值的选择。在定流量的非稳定流抽水中，抽水流量值的确定，应根据试验目的而定。对仅求取水文地质参数，抽水流量的选定只需考虑从试验开始到结束，以该流量抽水时井中的水位降深不致超过所用水泵的扬程；对于探采结合的抽水试验，抽水流量可定为设计需水量或设计需水量的1/3～1/2；另外也可参考勘探井洗井所采用的水位降深和抽水量进行合理选定。

② 抽水流量和水位的观测。当进行定流量的非稳定流抽水时，要求抽水量自始至终保持定值，而不只是在参数计算取值段的流量为定值。若进行定降深抽水，则水位保持定值。

同稳定流抽水试验要求一样，流量和水位观测应同时进行。观测的时间间隔应比稳定流抽水小。抽水停抽后恢复水位的观测，应一直进行到恢复水位变幅接近天然水位变幅时为止。因使用恢复水位资料计算水文地质参数比利用抽水阶段的观测资料求取更可靠，故非稳定流抽水恢复水位观测工作，更有重要意义。

③ 抽水试验延续时间。对非稳定流抽水试验的延续时间，目前还没有公认的科学规定。但可根据试验的目的、任务和参数计算方法的需要，对抽水延续时间作出规定。

以求取水文地质参数为目的的抽水延续时间一般不必太长，如出现水位降深与时间对数（$s-\lg t$）曲线的形态比较固定并能明显反映含水层的边界性质时即可停抽。中外水文地质学者，研究了抽水延续时间对含水层导水系数（T）值求解的影响，认为：使用非稳定流抽水初期观测资料所计算出的不同时段的导水系数值变化较大；而当抽水延续到48 h后所计算的T值与延续100 h后计算的T值之间的相对误差，绝大多数情况下均小于5%。故从参数计算的结果考虑，以求参为目的的非稳定流抽水试验的延续时间，一般设定为48 h～96 h范畴，法国非稳定抽水的最短纪录为6.5 h。

当试验层为无界承压含水层时，常用配线法和直线图解法求解参数。前者虽然只要求抽水试验的前期资料，但后者从简便计算取值出发，则要求$s-\lg t$曲线的直线段（即参数计算取值段）至少能延续两个以分钟为单位的对数周期，故总的抽水延续时间要求达到3个对数周期，即达1000 min（约17 h）。如有多个水位观测孔，则要求每个观测孔的水位资料均符合此要求。

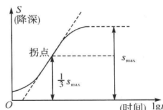


图3－14　$s-\lg t$ 曲线图

当有越流补给时，抽水试验进行到$s-\lg t$曲线拐点以后平缓段开始显现，并能外推出最大降深值（s_{max}）为止（图3－14）。当无越流补给、$s-\lg t$曲线呈直线延伸时，若依据观测孔的$s-\lg t$曲线、采用近似公式图解法或$s-t$

配线法求取参数，其抽水时间应满足 $s-\lg t$ 曲线呈现平行 $\lg t$ 轴的数值不少于两个对数周期时间。

当抽水试验目的主要在于判定边界的位置和性质，试验延续时间应尽可能长一些。如为定水头补给边界，抽水试验至少进行到 $s-\lg t$ 曲线能可靠地反映出含水层边界性质为止；为隔水边界时，$s-\lg t$ 曲线的斜率应出现明显增大段；当无限边界时，$s-\lg t$ 曲线应在抽水期内出现匀速的下降。

（3）干扰井群抽水试验的技术要求

干扰井群抽水试验除按稳定流抽水要求外，还应满足：

① 干扰孔之间设定合理的间距以保证抽水孔对抽水孔的相互水位削减，或某抽水孔对其他未抽水孔的水位削减；

② 水位降深次数应根据设计目的而定，一般应尽抽水设备能力做一次最大降深；

③ 各干扰孔过滤器的规格和安装深度应尽量相同；

④ 试验过程中宜同时对泉或可能受影响的地表水点进行水位、流量的观测。

（4）试验性开采抽水的技术要求

试验性开采抽水试验一般应在枯水期进行，抽水钻孔总涌水量尽量接近设计需水量，水位下降漏斗中心水位稳定时间不少于一个月。若水位不能达到稳定，应及时调整总涌水量，使其达到稳定。

（5）群孔干扰抽水试验的主要技术要求

群孔干扰抽水试验，一般指群孔抽水、大流量、大降深、强干扰、长时间的模拟生产条件的大型抽水试验，其目的在于求得水源地的允许开采量或矿井在设计疏干降深条件下的排水量，或对某一开采量条件下的未来水位降深做出预报。此类型抽水试验可以是稳定流的，也可以是非稳定流的。

① 群孔干扰抽水试验的抽水量，应尽可能接近水源地的设计开采量。当设计开采量很大（如 5×10^4 m^3 以上）或抽水设备能力有限时，抽水量至少也应达到水源地设计开采量的 1/3 以上。

② 群孔干扰抽水试验水位降深的要求，应尽可能地接近水源地（或地下疏干工程）设计的水位降深，一般或至少应使群孔抽水水位下降漏斗中心处达到设计水位降深的 1/3。特别是当需要通过地下水流场分析（查明）某些水文地质边界条件时，更必须采用较大的水位降深。

③ 为了实现群孔干扰抽水试验的各项任务，其抽水延续时间往往较长。按原地质矿产部《城镇及工矿供水水文地质勘察规范》（1986 年颁布）的规定，如进行稳定流的抽水试验，要求抽水降落漏斗中心水位的稳定时间不少于一个月；根据试验任务的需要，甚至更长（如 2～3 个月或以上）。此外，还要强调的是：各抽水孔的抽水起、止时间应该相同，对抽水过程中水位和出水量的观测应该同步；对停抽后恢复水位的观测延续时间的要求，同于一般稳定或非稳定流抽水试验。

3.5.1.5 抽水试验资料整理

在抽水试验进行过程中，需要及时对抽水试验的基本观测数据——抽水流量（Q）、水位降深（s）及抽水延续时间（t）进行现场检查与整理，并绘制出各种规定的关系曲

线。现场资料整理的主要目的是：① 及时掌握抽水试验是否按要求正常地进行，水位和流量的观测成果是否有异常或错误，并分析异常或错误现象出现的原因，以便及时纠正，保证抽水试验顺利进行。② 通过所绘制的各种水位、流量与时间关系曲线及其与典型关系曲线的对比，判断实际抽水曲线是否达到水文地质参数计算的要求，并决定抽水试验是否需要缩短、延长或终止。不同方法的抽水试验，对资料整理的具体要求也有所区别。

（1）稳定流单孔（或孔组）抽水试验现场资料整理的要求

对于稳定流抽水试验，除及时绘制出 $Q-t$ 和 $S-t$ 曲线外，还需绘制出 $Q-S$ 和 $q-S$ 关系曲线（q 为单位降深涌水量）。$Q-t$、$S-t$ 曲线可及时帮助我们了解抽水试验进行得是否正常；而 $Q—S$ 和 $q—S$ 曲线则可帮助我们了解曲线形态是否正确地反映了含水层的类型和边界性质，检验试验是否有人为错误。图 3－15、图 3－16 表示了抽水试验常见的各种 $Q-S$ 和 $q-S$ 曲线类型。图中曲线Ⅰ表示承压井流（或含水层厚度很大、降深相对较小的潜水井流）；曲线Ⅱ表示潜水或承压转无压的井流（或为三维流、紊流影响下的承压井流）；曲线Ⅲ表示从某一降深值起，涌水量不随降深的加大而增加、反映地下水储存有限；曲线Ⅳ表明补给衰竭或水流受阻，随 S 加大 Q 反而减少；曲线 V 通常表明试验有错误，但也可能反映在抽水过程中，原来被堵塞的裂隙、岩溶通道被突然疏通等情况的出现。

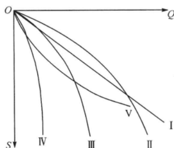


图 3－15　抽水试验 $Q-S$ 曲线

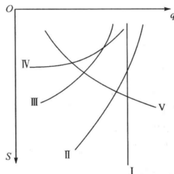


图 3－16　抽水试验 $q-S$ 曲线

（2）非稳定流单孔（或孔组）抽水试验现场资料整理的要求

对于定流量的非稳定流抽水试验，在抽水试验过程中主要是编绘水位降深和时间的各类关系曲线，这些曲线除用于及时掌握抽水试验进行得是否正常和帮助确定试验的延续、终止时间外，主要是用于计算水文地质参数。故须在抽水试验现场编绘出能满足所选用参数计算方法要求的曲线形式。在一般情况下，首先编绘的是 $s-\lg t$ 或 $\lg s-\lg t$ 曲线；当水位测孔较多时，还需编绘 $s-\lg r$ 或 $s-\lg r^2$ 曲线（r 为观测孔至抽水主孔距离）；对于恢复水位观测资料，需编绘出 $s'-\lg\left(1+\frac{t_p}{t'}\right)$ 和 $s^*-\lg\frac{t}{t'}$ 曲线，其中：s' 为剩余水位降深；s^* 为水位回升高度；t_p 为抽水主井停抽时间；t' 为从主井停抽后算起的

水位恢复时间；t 为从抽水试验开始至水位恢复到某一高度的时间。

（3）群孔干扰抽水试验现场资料整理的要求：

除编绘出各抽水孔和观测孔的 $s-t$（稳定流抽水试验）、$s-\lg t$（非稳定流抽水试验）曲线以及各抽水孔流量、群孔总流量过程曲线外，还需编绘试验区抽水开始前的初始等水位线图、不同抽水时刻的等水位线图、不同方向的水位下降漏斗剖面图及水位恢复阶段的等水位线图，有时还需编制某一时刻的等降深图等。

3.5.1.6 抽水试验设备及用具

（1）抽水设备

抽水设备指的是扬水设备，目前抽水试验中常用的有离心泵和潜水泵。离心泵一般安装在地面，它吸程较小，流量大，适用于地下水浅埋地区；潜水泵可潜入井中，它扬程高，出水均匀，适用于地下水深埋地区。选择水泵时，应考虑吸程、扬程、出水量能否满足设计要求，还要考虑孔深、孔径是否满足水泵等设备下入的要求，以及搬迁难易及费用大小等。

（2）测水用具

抽水时的测水用具包括水位计和流量计。

① 水位计：目前常用的水位计有电测水位计和自记水位计。

电测水位计是采用人工操作，将带有探头的测绳放入井中，当探头接触水面时，即可发出信号，据以确定水位。测量深度可达 100 m，误差小于 1 cm。但随着深度增加，其误差会加大，且测定一次水位需半分钟以上，这对非稳定流抽水往往不符合要求。

自计水位计是一种自动记录装置，既能读出瞬时水位，又便于遥控，但对其安装、调试要求较高。

② 流量计：目前生产中所用的主要是量水容器、堰箱和水表。当涌水量小或断续抽水（如提桶抽水）时可用各种量水容器。堰箱是前方为三角形或梯形切口的水箱，箱中有 2～3 个促使水流稳定的带孔隔板，水自箱后部进入，从前方切口流出，适用于流量小于100 L/s 抽水，测流精度较高。当抽水流量较大时，可用水表测流。

3.5.2 渗水试验

渗水试验是一种在野外现场测定包气带土层垂向渗透系数的简易方法，在研究大气降水、灌溉水、渠水、暂时性表流等对地下水的补给时，常需进行此种试验。

试验方法是在试验层中开挖一个截面积约 0.3 m^2～0.5 m^{2}的方形或圆形试坑，不断将水注入坑中，并使坑底的水层厚度保持一定（一般为 10 cm 厚，见图 3－17），当单位时间注入水量（即包气带岩层的渗透流量）保持稳定时，则可根据达西渗透定律计算出包气带土层的渗透系数（K），即

$$K=\frac{V}{I}=\frac{Q}{AI} \tag{3-4}$$

式中：Q——稳定渗透流量，即注入水量，m^3/d；

V——渗透水流速度，m/d；

A——渗水坑的底面积，m^2；

I——垂向水力坡度，即 $I=\dfrac{H_k+z+l}{l}$；

式中：H_k——包气带土层的毛细上升高度，m，可测定或用经验数据；

z——渗水坑内水层厚度，m；

l——水从坑底向下渗入的深度，m，可通过试验前在试坑外侧，试验后在坑中钻孔取土样测定其不同深度的含水量变化经对比后确定。

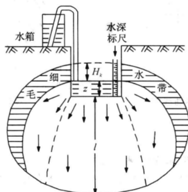


图 3－17　试坑渗水试验示意图

由于 H_k、l、z 均为已知，故可计算出水力坡度 I 值。但在通常情况下，当渗入水到达潜水面后，H_k 则等于零。又因 z 远远小于 l，故水力坡度值近似等于 1（$I\approx1$），于是式（3－4）变为

$$K=\frac{Q}{A}=V \tag{3-5}$$

式（3－5）说明，在上述基本合理的假定条件下，包气带土层的垂向渗透系数（K），实际上就等于试坑底单位面积上的渗透流量（单位面积注入水量），也等于渗入水在包气带土层中的渗透速度（V）。一般要求在试验现场及时绘制出 V 随时间的过程曲线（图 3－18），其稳定后的 V 值（图中的 V_7）即为包气带土层的渗透系数（K）。

由于直接从试坑中渗水，未考虑注入水向试坑以外土层中侧向渗入的影响（使渗透断面加大，单位面积入渗量增加），故所求得的 K 值常常偏大。为克服此种侧向渗水的影响，目前多采用如图 3－19 所示的双环渗水试验装置，内外环间水体下渗所形成的环状水围幕即可阻止内环水的侧向渗透。

渗水试验方法的最大缺陷是，水体下渗时常常不能完全排出岩层中的空气，这对试验结果必然产生影响。

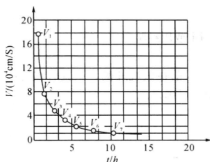
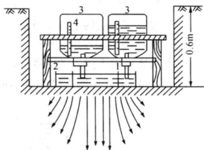


图 3－18 渗透速度与时间关系曲线图



1. 内环（直径 0.25 m）；2. 外环（直径 0.5 m）；
3. 自动补给水瓶； 4. 水位标尺

图 3－19 双环试坑渗水试验装置图

3.5.3 钻孔注水试验

当钻孔中地下水位埋藏很深或试验层透水不含水时，可用注水试验代替抽水试验，近似地测定该岩层的渗透系数。在研究地下水人工补给或废水地下处置的效率及库水坝下渗漏时，也需进行钻孔注水试验。

注水试验形成的流场图像，正好和抽水试验相反（图 3－20）。抽水试验是在含水层天然水位以下形成上大、下小的正向疏干漏斗；而注水试验则刚好相反，是在地下水天然水位以上形成反向的充水漏斗。

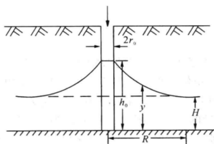


图 3－20 潜水注水井示意剖面图

对于常用的稳定流注水试验，其渗透系数计算公式的建立过程与抽水井的裘布依 K 值计算公式原理相似。其不同点仅是注入水的运动方向和抽水井中地下水运动方向相反，故水力坡度为负值。

对于潜水完整注水井，其注水量公式为

$$Q = \pi K \frac{h_0^2 - H^2}{\lg R - \lg r_0} \tag{3-6}$$

式中：Q——钻孔注水量，m^3/d；

K——注水试验目的层渗透系数，m/d；

h_0——注水孔内的动水位，m；

H——注水前的天然地下水位，m；

R——注水形成的漏斗影响半径，m；

r_0——注水孔半径，m。

对于承压完整注水井，其注水量公式为

$$Q = 2\pi KM \frac{h_0 - H}{\lg R - \lg r_0} \tag{3-7}$$

式中：M——承压含水层厚度，m。

注水试验时可向井内定流量注水，抬高井中水位，待水位稳定并延续到一定时间后，可停止注水，观测恢复水位。稳定后延续时间要求与抽水试验相同。由于注水试验常常是在不具备抽水试验条件地区进行，故注水井在钻进结束后，一般都难以进行洗井（孔内无水或未准备洗井设备）。因此，用注水试验方法求得的岩层渗透系数，往往比抽水试验求得的值小得多。

3.5.4　溶质弥散试验

溶质弥散试验是 20 世纪 70 年代随着地下水溶质运移理论诞生而提出的一种了解地下水溶质运移规律的野外试验方法。它是通过钻孔或地下坑道将某种能指示地下水运动途径的指示剂注入含水层中，并借助下游井、孔、泉或坑道进行监测和取样分析，来研究地下水和其溶质成分运移过程。进行试验的主要目的是测定溶质弥散系数，同时亦可确定地下水的流向、流速和运动途径。因此，弥散试验是研究地下水溶质运动规律不可缺少的一种水文地质试验方法。

溶质弥散试验是在野外沿地下水流向布置的试验井组中进行的。井组由上游的投源井（又称主井）和下游的监测井（接收井或称取样井）组成。为保证捕捉到来自投源井的示踪晕和提高试验精度，应在地下水主流线及其两侧与主孔不同距离并与主孔同心的圆弧上布置监测井。一般布置 1 个～3 个弧层，每弧层布置 3 口监测井（图 3－21）。由主流线上监测井、投源井与侧面监测井构成的夹角，一般不宜大于 15°。

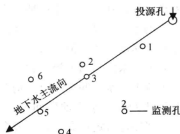


图 3－21　弥散试验井孔布置示意图

进行试验时，首先将示踪剂以脉冲或连续方式注入投源井中的含水层段，并使示踪剂溶液与含水层段地下水混合均匀。然后，严格定时测量投源井与监测井中的示踪剂浓度与水位变化。待示踪晕的前缘在监测井中出现后，应加密观测（取样）次数，以准确

地测定出示踪剂前缘和峰值到达监测井的时间。

根据监测井中示踪剂浓度随时间的变化资料，利用有关的公式，便可计算出地下水的流速和纵向弥散系数。将从监测井中得到的示踪剂浓度变化资料，绘制成示踪剂浓度 C_t（某时刻浓度/峰值浓度）和监测时间 t 的相关曲线，并将此曲线与弥散方程解析解的标准量板曲线（即 C_R-t_R 曲线）相匹配（图 3－22），即可计算出纵向弥散系数；也可根据投源井到监测井的距离和示踪剂从投源井到监测井的时间（一般选取监测井中示踪剂出现初值与峰值出现时间的中间值），近似地计算出地下水的流速。

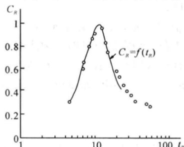


图 3－22　监测井实测 $C-t$ 曲线与标准量板曲线（实线）的匹配图

尚需指明，上述示踪试验只适用于孔隙含水层和渗透性比较均匀的裂隙和岩溶含水层。对于岩溶管道流或非均质性极强的裂隙含水层，这种试验方法是不适合的。此外，弥散示踪试验也可在实验室渗流槽中进行，但由于很难真实反映实际含水层的特征和地下水的动力条件，其实验结果常与野外试验有较大的出入，只能作为弥散系数取值时的参考。

3.5.5　示踪试验

3.5.5.1　示踪试验类型

示踪试验有时也称连通试验，它是在上游某个地下水点（水井、坑道、岩溶竖井及地下暗河表流段等）投入某种指示剂，在下游诸多的地下水点（除前述各类水点外，尚包括泉水、岩溶暗河出口等）监测示踪剂是否出现，以及出现的时间和浓度。试验的目的主要是查明地下水的运动途径、速度，地下河系的连通、延展与分布情况；地表水与地下水的转化关系；以及矿坑涌水的水源与通道等问题。以上问题的查明，对地下水资源计算，水资源保护，确定矿床疏干、水库漏失途径，均有很大意义。

示踪试验主要是进一步验证所判断的水文地质问题。因此，示踪试验可做定性要求，而不必像溶质弥散示踪试验那样进行定量要求，一般多利用可能与投放点有关的现有主径流带下游人工或天然地下水点和岩溶通道进行监测。常用方法有：

① 水位传递法。本方法主要用于查明岩溶管流区内岩溶水点间的联系。一般是利用天然的岩溶通道，进行堵、闸、放水或注水之后，观察上、下游岩溶水点（包括钻孔）的水位、流量及水质的变化，从而判断其连通性。

② 指示剂投放法。本方法是选用一定的物理或化学物质，作为检测的目标，并投

放到地下水上游某点位，并在下游可能与其关连的点位进行收集或检索，判断之间的水力联系。大多在岩溶管道发育区和裂隙岩溶区进行此种试验。

（1）示踪剂的选用

在进行示踪试验前必须选择可靠的示踪剂，其总体要求是：

① 对水体环境与人体无毒无害；

② 不被地层吸附；

③ 化学性质稳定，不易与环境元素发生化学、螯合作用；

④ 使用的量微、可畅通地随地下水运动及易于现场取样检测。

常用示踪剂有离子化合物、有机染料、人工放射性同位素、碳氧化合物、酵母菌、谷糠、锯屑、石松孢子、漂浮纸片等，对于流量较大的地下暗河，还可用浮漂定时炸弹和电磁波发射器来示踪或追踪。值得一提的是目前仍有个别专家采用食盐作为示踪剂，向地下管道投放成吨的食盐，其实这是对地下水环境极大的破坏，对暗河中的水生生物的灭绝性杀伤。

目前国内外的示踪实验采用的示踪剂有多色分子态萤光素，它不但满足上述要求，而且投放量少，易检测。由于具有不同颜色，可方便判别示踪剂来源，从而判断其复杂的连通关系。近十余年 DNA 示踪方法也不断应用于地下水示踪研究。

对于无水通道，可用烟熏、施放烟幕弹和灌水等方法达到判断连通关系。

（2）成功示踪实例

在湖北恩施龙桥－天水暗河系统研究中，1997 年曾用法国食品色素进行示踪试验获得了成功，该实验是从暗河入口，在重庆奉节龙桥洞投入一定量的色素溶液，然后在湖北恩施板桥的数个可能的暗河出口收集色素。原估计是一周可以到达，实际上它花了半个月才到达离暗河入口直线距离仅 10 余千米的暗河出口天水洞（图 3－5）。其流出的带色水持续了 20 天左右。可见示踪试验是一件费时且成功率不高的试验。因而必须巧妙设计与认真慎重对待。

3.6 水文地质调查的成果汇总与报告编写

水文地质调查成果汇编是把野外获取的各种水文地质信息进行消化、处理、提炼与综合，最终形成图件与文字报告，交付相关部门、合同单位，进行审查、验收、批准使用。

水文地质调查成果通常由水文地质信息系统（它包括图件系统与数据库系统）和文字报告组成。

3.6.1 水文地质信息系统

3.6.1.1 水文地质图件系统及图件类型

水文地质图件系统是总结和反映一个地区水文地质信息的重要手段，图件能直观、形象与综合性反映一个地区的水文地质条件，是记录、储存水文地质空间信息的载体。它包括以下四类：

（1）基础性图件

主要反映地下水自然背景图件，如地质图、地貌图、第四纪地质图、包气带岩性图、降雨量分布图与反映整个调查工作量的实际材料图等。

（2）要素性图件

仅反映地下水某一项（或几项）要素信息的图件，如地下水等水位（压）线图、地下水埋深图、地下水水化学图、渗透性分区图、富水性分区图等。

（3）综合性图件

综合反映地下水埋藏分布规律和形成条件的图件，如综合水文地质图、供水水文地质图、环境水文地质图、矿床水文地质图等。

（4）应用性图件

为解决某些与地下水有关的生产实际问题而编制的图件。如地下水开发利用条件分区图、土壤改良水文地质图、农田灌溉分区图、地下水资源分布图、地下水开采动态预测图、矿坑突水预测图、矿坑水害防治与治理施工图等。

3.6.1.2 水文地质图件电子平台与图件制作

（1）制图电子平台

传统的水文地质专业图件均由手工在专用纸上描绘制作，大多需经专业培训的专职绘图员按要求草绘、清绘、上墨、写字、着色、装裱或制版印刷等一系列繁琐复杂工艺，成图周期长，劳动强度大，不便保存与复制，更不能及时进行动态编辑修改。

随着计算机技术与相应软件的发展，纸质制图已不能适应信息化需要。目前已有非常成熟的制图软件，如 Mapinfo、工程 AutoCAD、MapGis 6.7（地理信息系统）、Arcgis 9、Surper Map（超图）等，都可用于水文地质制图或编制水文地质信息系统。目前在地质界用得较多的是 MapGis 软件。

（2）图件制作与要求

水文地质图主要反映地下水的全部信息，而这些信息受各种自然因素、人为因素及编图比例尺的影响。特别是水文地质的动态要素在时空上的变化，不同的调查目的、不同的研究侧重点，不同调查阶段及不同的地下水赋存条件与运动规律认识决定了水文地质图件的复杂性和多样性，如果将所有水文地质要素信息都编在一张图上，势必造成图面负担过重，或顾此失彼，不能根据需要直观明快地反映地下水赋存规律。因此纸质图件通常需要采用一系列图件表达。但利用现代制图的“图层”概念，以上问题则迎刃而解。再多的信息都可表达在一个工程图平台中。

MapGis（地理信息系统）平台是一个集当代先进图形、图像、地质、地理、遥感、测绘、人工智能、计算机科学为一体的大型智能软件系统，为多元空间数据及属性数据进行综合评价与分析创造了一个理想的平台。系统支持多种输入手段，通用数据接口；海量图库管理，生成和图形编辑整饰；20 多种底图投影方式，任意坐标转换模式；矢量地图与影像图叠加输出；支持大幅图高质量图件输出等。相对 AutoCAD 而言 MapGis 是一门更专业的地质地理信息系统管理软件，它除了能将主要的水文地质符号表现在图幅表面上外，还能将一些大量信息资料作为图层属性管理起来，便于调用。

MapGis 绘制水文地质图件的基本步骤大致为：图形输入、编辑处理、输出等阶

段，详细过程见流程图（图 3－23）。

① 图形输入。首先在运行的 MapGis 平台下建立一个新的工程文件（＊.MPJ），将测绘区的地形图或地质图扫描为 MapGis 平台认可的＊.tif 图片格式，以光栅文件插入到 MapGis 工程图中（如图 3－24），然后将扫描（＊.tif）光栅图转化为矢量图。目前全国大部分地区已有各种比例的矢量化的地形图，为节约时间可直接到相关测绘局购买。

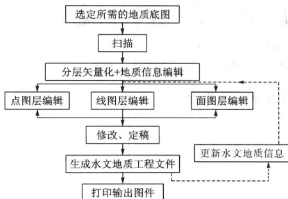


图 3－23　水文地质图件数字化制图流程

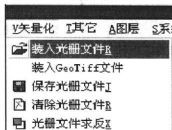


图 3－24　装入光栅文件向导

② 图形编辑。MapGis 平台下主要有三大类文件：点文件（＊.wt）、线文件（＊.wl）、区文件（＊.wp），每一类文件可根据需要编辑为图层，如点文件：泉点、井点、地质点、构造点、洞穴点。如线文件：地质线、断层线、暗河推测线、河流、道路。如区或面文件：含水层、隔水层、汇水单元等，另外还有着色、岩性图纹等编制成各种单一的图层。各类文件贯穿于图层编辑中。图形编辑过程中图层的划分是第一步也是整个制图过程中重要的一步。图层是用户按一定的需要或标准把某些相关的构件组合在一起构成一个图层，我们可以把一个图层理解为一张透明薄膜，每一层上的物件在同一张薄膜上，一张图就是由若干层薄膜叠加而成。首先应该按图层存储的方式进行编辑，把性质相同的内容保存在一个图层上，如地理要素、地质要素、水文要素等分别为一层，地理要素中水系构成一个图层，等高线构成一个图层。根据图件的内容和特点，基础地质图大致可分为：坐标网、水系、道路、居民点、边界、地层分界线、等高线、断层、地层代号等。按要素对图件进行分层，有利于图形编辑和检索处理，避免要素间相互干扰。如对地图编辑时可以只调入相应的图



图 3－25　mapgis 工作台示意图

层而锁定某些无关图层，这样进入工作区的图形数据就大大减少，从而提高屏幕显示速度，减少干扰、清楚的显示需要的部分，同时也有利于不同用户从数据库中调用数据，生成满足不同专题地图要求的基础数据。实际上分别建立的图层都可显示在同一个工程下的工作平台上（如图 3－25），如打“√”的图层为当前正在编辑图层，而打“×”的图层为当前关闭图层，图形显示区不显示该图层的信息，若需显示改成“√”即可。

完成基础地质数据的输入后，接下来根据水文地质野外调查资料将水文信息点，如地下水点（井、泉）、水文地球化学点、含水层与隔水层、洞穴点、地下水文地质单元线、边界线等按经纬度坐标或实地踏勘位置投放到图上。制作水文地质图切剖面、水文地质柱状图等。一幅完整的水文地质图还包括：图名、图例、比例尺、图签等，最后检查、修改、定稿就可以根据需要打开相应图层输出工程打印图件（如图 3－26）。

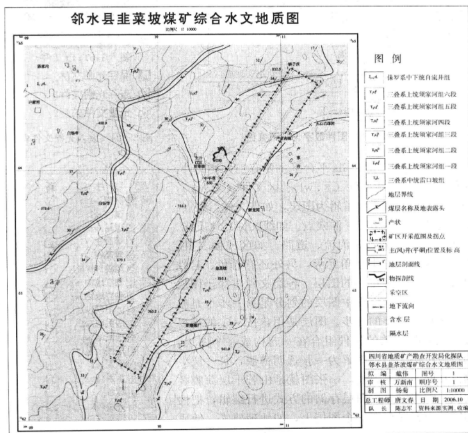


图 3－26　邻水县韭菜坡煤矿综合水文地质图

AutoCAD 是一个工程机械制图软件，被广泛应用于建筑结构设计、机械工程制图等领域。目前，公路与铁路部门也应用该软件编制相关工程地质与水文地质图件。AutoCAD 图件编制思想如同 Mapgis 应用“图层”概念。首先也要将扫描的地质地图

(*.tif)光栅图矢量化，在矢量化的过程中同样按地质要素分层编辑，它不需要像MapGis那样再将不同的要素分不同类型的图层文件来编辑，致使图层的管理没有MapGis便捷，而AutoCAD的标注及绘制标准图件比较方便快捷，但从地质专业角度来看，MapGis更能有序且科学地管理、编辑与调用地质与水文地质信息。目前，ArcGis与Surpermap软件功能更为强大，不但可以替代MapGis，而且能使图件更完整。

3.6.1.3 水文地质调查的数据库系统

(1) 数据库内容

数据库系统由调查过程中所取得的信息与未来长观过程中所获信息的原始数据或经过分析处理后数据共同组成，如现场各种记录卡片、水量、水位、水质、水温、岩土样物理、化学、水理性质及相关参数等测量或计算数据资料、照片或素描集、水文地质视频片段等。

(2) 电子文字与表格系统

电子文字与表格系统主要软件为Office软件中的Word/Excel/Power Point等，电子表格系统可集成各种记录卡片，它包括水点高程、涌水量、水文地质参数、水文地质钻孔一览表；矿坑涌水量统计表；历年降水量、地表水统计表；岩溶洞穴调查统计表、各类水文地质试验成果表等。也包括水量、水位、水质、水温、岩土样物理、化学、水理性质及相关动态测量或计算数据，利用电子表格系统可进行数据处理，生成各类专业图件。利用powerpoint软件也可集成照片或素描集，水文地质视频片段等图片与视频资料，制作最终报告汇报ppt文件。同时也可利用相关软件接口与MapGis信息集成，形成统一的水文地质信息系统。

3.6.2 文字报告系统

水文地质报告是水文地质调查成果的主要组成部分，是综合水文地质图及相关图件系列的“说明书”，是对研究区水文地质系统认识与对地下水运动规律掌握的升华，是综合分析、科学判断、推理与研究工作。因此，必须在认真整理和分析野外第一手资料的基础上，去伪存真，去粗取精，由表及里，不断深入，从中找出水文地质规律。报告书要力求层次清晰、论证有据、重点突出、结论明确、文字精炼，并尽量利用插图、表格、素描和照片，做到图文并茂。

报告书的内容应根据调查的目的和调查区的地质及水文地质条件而定，除阐明区域水文地质条件外，应针对所要解决的生产实际问题进行深入分析论证，提出解决问题的措施与方案，为规划和设计部门提供决策依据。

水文地质报告包括如下几大部分：

(1) 序言部分

主要阐明：

① 调查工作的目的和任务，任务来源、工作依据及执行规范；

② 工作区地理位置与交通道路分布特征、通畅状况；

③ 前人工作基础与水文地质问题现状，它包括已有的相关普查、专题研究，详细介绍水文地质研究程度及地下水开发利用、地下水疏干、地下水污染现状；

④ 本次工作完成的主要工作量，研究的进展、创新，特别是解决了前人未解决的水文地质问题或与前人认识的不同之处。

（2）区域生态环境地质部分

主要阐明：

① 调查区在区域上所处的地形和地貌特征，重点介绍山势地形如高山丘陵，与岩性相配的地貌特征、如喀斯特地貌、丹霞地貌、雅丹地貌等；

② 区域气象、水文与植被分布特征，重点介绍降水、水系、流量洪水特征，植被类型、植被多样性、生态水层的时空展布及对地下水的影响；

③ 区域地层岩性和地质构造特征。重点介绍区域地质构造宏观构架，空间展布、主要含水与隔水层划分原则、断层导水与阻水特征等。这部分内容是地下水形成的背景，是后续水文地质条件研究章节的基础。因此，这部分的论述必须与地下水的形成、补给、径流与排泄条件内容相呼应，紧密配合，形成有机的整体。

（3）研究区综合地质、水文地质条件研究部分

这部分是针对核心研究区地质与水文地质问题的重点研究与论述，因而该部分内容是报告的核心，也是解决地下水专门问题的基础。一般包括：

① 含水层（组）与储水构造（断层、裂隙发育带）的埋藏、组合水文地质特征，重点阐明含水层（组）、隔水层（组）的层位、厚度、展布，断层的导水、储水性质及与含水岩组的关系，即地下水赋存地质条件与边界条件；

② 划分水文地质单元，阐明各水文地质单元的地下水的补给、径流、排泄条件；

③ 根据地下水动态特征，包括地下水的水位、水量、水温、水质在天然和人为干扰条件下的变化动态，完整阐明研究区地下水运动规律，它包括地下水运动途径、水量变化规律、溶质运移规律。地下水化学成分是水岩相互作用的产物，也可能是人为污染的结果。因此要有专门的篇幅阐述水文地球化学作用，判断是自然作用还是人为污染，再进一步分析地下水的循环途径或污染途径；

④ 划定富水区、地下水源环境保护区、地下水开采或疏排区，提出相关地下水规划、开发与保护方案或疏排工程方案与相关建议；

⑤ 在条件成熟时，进行地下水资源的量、质评价。

（4）专门水文地质问题讨论部分

重点针对研究区的特殊水文地质问题进行专题讨论，如某一地下暗河系统、某一特殊泉的成因演化、某一矿坑突水点的形成等；或结合地下水开发利用方案或疏干排水方案或污染防治方案等专门问题论证；预测人类工程活动对地下水环境的影响。

（5）结论与建议部分

针对调查区的水文地质条件及工程实施单位关切的重要水文地质问题给出综合性结论，特别是地下水富水特征、开采与疏排水可能出现的问题等给出明确、简要的结论；对目前调查工作还存在的问题及今后进一步工作的方向提出合理建议。

（6）报告中其他相关内容

在报告的最前面，编写一份较为详细的报告摘要，一般 1000～2000 字为宜；在报告菲页中明确项目主持人，报告编写的责任人、制图人、文字报告编写人、校核审查人

及评审专家组名单与亲笔签字；在报告末尾列出水文地质报告的附图和附件的编号与名称。如各种水文地质图、物探成果图、钻孔（井）柱状图、抽水试验成果图和水质分析成果表等，以备对照查阅；详细列举参考文献，包括前人正式出版的研究报告或未出版的内部研究报告等，以示对相关专家知识产权的尊重及科学研究的严谨。

（7）文字报告完成后的后续工作

电子图件与电子文档包括正式汇报的 ppt 文件或多媒体汇报文件的光盘制作、报告正式印刷出版，并备案存档。

第4章　地下水动态与均衡研究

4.1　地下水动态与均衡的概念及研究意义

4.1.1　地下水动态与均衡的基本概念

地下水动态是指地下水在各种天然和人为因素影响下，其水位、流量、水温、水质在时空上的连续、系统和周期变化特征，包括其异常变化特征。地下水动态是水文地质调查的重要方面与重要研究对象，是准确判断地下补径排关系，研究地下水运动规律的重要依据。只有充分掌握地下水动态变化，才有可能科学地研究地下水均衡特征。

地下水均衡是指在一个特定时间段与一个特定地下水运动的水文地质单元范围内地下水水量或地下水体中溶质在输入与输出过程中动态的数量平衡关系。通常其“特定时间段”又称均衡期，而进行计算的“地下水运动的水文地质单元范围”又称均衡区。

正均衡与负均衡：地下水区别于地质体中矿产资源与油气资源的根本特征是其形成过程中，补给与消耗过程具有循环性、连续再生性和周期性。但因含水层的特殊储水空间和蓄排作用可能使地下水的补给动态和消耗动态在质与量上不同。

当补充与消耗量相等时，地下水（量与质）处于相对的动态均衡状态；当补充量小于消耗时，地下水处于负均衡状态；当补充量大于消耗量时，地下水处于正均衡状态。在天然条件下，地下水一般多处于均衡状态，在人为活动影响下，则可能出现负均衡或正均衡状态。

地下水动态与均衡是不可分割的两个概念，是动与静的对立统一，动是地下水永恒的表现，而“静”即“均衡”只是某特定时空点的瞬时状态。例如，当地下水补给量大于地下水排泄量时，地下水位则会持续上升，出现正均衡；反之，地下水位则持续下降，出现负均衡。地下水中的溶质变化也遵循类似量的变化规律，但表现要缓慢与更为复杂。地下水动态要素系统、长期的观测是研究地下水均衡的重要手段，也是没有其他方法可以替代的唯一手段。

4.1.2　地下水动态均衡研究的目的与意义

地下水动态变化与均衡特征是地下水在天然水循环中的外部表现，因而对其系统研究的主要目的在于全面客观认识区域或局域水文地质条件、掌握地下水运动规律，为科学进行地下水动态预测预报、确定地下水补径排条件与循环转化规律、水量和水质评价、以及水资源的合理开发、保护与管理提供依据。

任何目的，任何勘查阶段的水文地质调查，都必须重视且认真进行地下水动态与均衡的研究工作。地下水赋存条件与运动规律的认识是水文地质调查的最终目的，它不是

短时间的某次调查即可完成，它往往需要经过相当长时间的观测与系列积累资料的分析才能得出正确结论，因此在水文地质调查时，应及早或同时开展地下水动态与均衡研究。其意义与原因如下：

① 研究富水地质体中地下水的动态特征类似研究人体中血液循环的动态过程，需要在不同时间段进行观察记录、采样分析，从而判断整体状况。地下水动态变化实质上是地下水储存空间——天然埋藏条件和形成条件的综合反映，因此地下水的量、质动态采样与特征分析，是判定或认识地下水的时空埋藏条件、水量、水质的形成、运动过程和区分不同类型的含水层的重要手段与技术方法，是水文地质科学研究者正确认识地下水运动规律的基础工作。

② 地下水动态是地下水运动在特定时空点上均衡的瞬时表现，一切水量、水质的计算与评价，都必须考虑时间与空间要素对其影响。如不同季节（雨季、旱季、丰水年、枯水年），不同位置（补给、径流或排泄区），其水资源数量与水质都可能存在很大差异，观察、记录其差异，确定其变化规律，将显著提高地下水资源评价和预测的精度。

③ 利用地下水动态资料，采用一定的数学平衡方程可正确表达地下水某选定的均衡要素的均衡状态。用任何方法计算的地下水允许开采量，都必须经受地下水均衡计算的检验；任何地下水开采方案，都必须受地下水均衡量的约束，尽可能地减少开采地下水引起的负作用，开采量一般不能超过地下水的补给量，即不应破坏地下水的均衡状态。

④ 研究地下水的动态均衡状态，求取相关水文参数。如根据系列降水量、水位升降和含水层给水度等计算大气降水的入渗系数，估算地下水的储存量或潜水的蒸发量等。这一研究不但可预测地下水水量、水质及与地下水有关的环境地质作用的变化及总体发展趋势，而且能根据其动态变化预先控制环境地质灾害的发生与发展，特别是区域地下水位的下降、水资源枯竭、地面沉降、水质恶化、海水入侵、土壤盐渍化、沼泽化等。

在水文地质研究领域，虽然认识到地下水动态均衡研究的重要，但在实际工作中却往往由于工程时间紧、费用大、精度高、时间长、测量工作枯燥而被取消或忽略，给水文地质研究的准确性带来不可低估的负面影响，必须引起水文地质学界的足够重视。

4.2　地下水动态研究

4.2.1　地下水动态特征研究

地下水动态特征研究其首要任务是动态要素的确定与长期观测工作站的建立。

4.2.1.1　动态要素的确定与影响因素分析

地下水动态要素涉及比较广泛，主要有大气降水量，地下水天然流量，人工取水量，地下水水位，水温，水质及特殊化学成分（如环境同位素、放射性同位素、微量元素）等，按常规要求，以上动态要素应尽量详细、分门别类地进行测定与观察。但出于经济考虑与不同的研究目的可有选择地确定动态观测要素，如矿山排水，重点则是降水

量与涌水量的观测；而对于供水，则是降水量、抽水量的观测，以及在一定时段上的水质观测；对于环境水文地质问题，则要加强水质，特别是污染溶质的时空系列上变化的长期观测。因而动态要素的确定应与研究目标与经济条件相适应。

水文地质动态要素变化的影响因素很多，可分成两大类，即自然因素与人为因素。

自然因素主要包括气象、水文、地质、生物和土壤等；人为因素是指人类改造大自然的各种经济活动，包括人类地下工程，如隧道、矿山开采、地下水井孔、集水廊道等。此外，太阳核子活动，地月引力变化等宇宙的宏观作用也可能影响地下水的动态变化。

由于影响地下水动态变化因素繁杂，各种影响因素自身又不断变化，或快或慢相差悬殊，大大增加了研究的难度。为研究方便，A. A. 康诺普梁采夫对影响地下水动态的因素进行了系统分类，见表 4－1（表中内容作者做了部分修改）。

表 4－1　影响地下水动态变化的主要因素分类

影响因素成因组合	影响地下水动态的诸因素			
	多年显示变化	年内（季节）变化	昼夜变化	偶然变化
气象的	气象要素（降水、蒸发、气温、气压等）			急剧的气温变化引起的解冻、暴风雨
	太阳活动		潮汐力	
地理与地质的	地形起伏；新构造运动、断层导水或阻水、喀斯特塌陷、喀斯特虹吸泉、水岩作用，热泉、间歇喷泉			地震、火山喷发、水热爆炸、滑坡
水文的	河流、湖泊及沼泽地的水文变动，河流改道、地下袭夺			冰川堵塞、河流凌汛、逆风顶托水文涨落
	冰川补给		涨潮、退潮	
生物的	水土保持与流失	生态水层的饱水或释水		天然火灾毁林
人为的	矿山排水、地下工程、城市建设、水库浸没及回水、农田水利建设、石油开采、森林砍伐或人工造林	季节性抽水排水、农田耕作、灌溉、人工补给		采矿塌陷、原子爆炸、水库放水、人工地下水库，人工填洼堵水

下面分自然影响因素与人为影响因素进一步分别讨论。

（1）自然因素

① 气象因素是影响地下水动态的重要自然因素之一，它对地下水动态特征的影响具有普遍性、分带性和周期性的特点。全球表层地质体、地表与地下水系统、生态系统无不受到气候的影响。

中国领土辽阔，自然条件复杂，气候差异性大，致使地下水动态特征相差悬殊。中国南方，特别是西南岩溶地区的地下水动态特征常常多变，且很难判定其规律性，需要更长时间地对气象与地下水动态要素的长期监测。

② 水文因素：水文因素虽然本身受气象因素影响，但它可更直接地影响地下水动态特征，特别是河流、湖泊、小溪的分布及对地下水直接渗漏，或获取地下水补给，致

使地下水动态变化滞后于气象因素的直接影响，因而要区分气象因素和水文因素，谁是地下水动态的主体影响因素，在研究中具有很大的难度与挑战性。

地下水与地表水常常具有互补性，在特定的地质条件下地下水离地表水体越近，其动态变化包括水位与水质受影响程度愈大，相距愈远，影响愈小，达一定距离后，影响减少甚至可以消失，如图 4－1 所示。

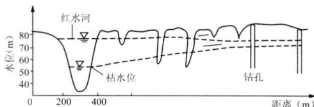


图 4－1　广西红水河水位与地下水位关系图（据任美锷等）

③ 地质因素是决定地下水动态变化的最基础因素。它不同于气象、水文因素，变化极其缓慢，除地震等特殊情况外，它不可能瞬时变化。因而地质因素是保证地下水动态具有某种特定动态性质的根本。图 4－2 是湖南洛塔蚌蚌洞大泉的动态变化曲线，反映了灰岩地区管道地下水系统，丰水期高频率、大幅度震荡，枯水期迅速单边衰减的动态特征，各时期的衰变方程见 Q_1、Q_2、Q_3 指数方程。最终从 591.54 L/s 衰减至 45.16 L/s。而砂岩或其他岩类的孔隙或裂隙含水体中的地下水动态则与其极不相同，表现得相对平缓。

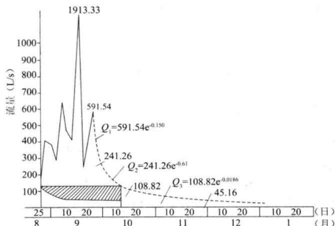


图 4－2　湖南洛塔蚌蚌洞地下水动态衰减变化曲线图

④ 生态因素：严格说是生态水层对地下水动态的影响，主要表现在以植被为中心的生态水层其结构、展布，对降水的截流、本身的蒸腾、蒸发等作用，能大面积长期地对地下水“质与量”产生不可估量的影响（在生态水层章节已详细讨论）。植被茂密区地下水丰富且“质与量”的动态稳定；而植被稀疏区或基岩裸露区地下水动态变化剧

烈，并与降雨关系密切。

⑤ 土壤因素：其影响较为局部，有时与人为因素一起对潜水化学成分产生动态影响。潜水埋藏越浅，这种影响就越显著，如土壤盐渍化与沼泽化将影响地下水化学成分的长期或短期的变化。

（2）人为因素

就地下水量的动态而言主要表现在人工对地下水开采、疏排及人工对地下注水、对地表农田灌溉；对水质动态而言则有人为的各种排污。它们将严重影响地下水动态的小范围甚至大范围的变化。地下水动态均衡研究中必须注重人为因素的影响方式与影响程度，并加强对这类影响的控制。

4.2.1.2 地下水动态类型与长期观测

（1）地下水动态类型

对地下水动态准确描述或者进行分类是一项十分困难的工作，实际上所谓动态分类或类型划分只是为了研究方便，故准确或机械分类是不存的，大多分类必有分类的前提或依据，比如以气候条件为基础分类或以地质条件为基础分类，得出的类别是大为不同的。当然也可根据地下水的补给、排泄条件，地下水垂直分带条件等分类，如干旱、半干旱的平原区地下水动态类型分为：

① 渗入—蒸发型：因为该地区降雨少，几乎不存在大的地表河、湖等，降水后直接渗入地下补给地下水，其排泄主要依赖蒸发与干旱区少量植物的蒸腾。

而大多雨区，如中国南方，河流湖泊发育，该地区地下水动态类型归结为：

② 渗入—径流型：该地区降水较丰富，降水后将补给生态水层、地下水层，进入陆面水文循环，以地下径流形式泄出地表成泉，或补给地表水体或生态水层。反过来也可接受生态水层或地表水体的补给。其实在这两种动态类型之间也可细划出多种过渡类型，这里不详细讨论。

若以地下水赋存条件来划分则可划为岩溶管道水动态类型、裂隙孔隙基岩水动态类型与疏散沉积层地下水动态类型等。读者可根据具体研究目的自行划分。

（2）地下水动态长期观测与网站布设

在常规水文地质条件研究中，存在一种误解，认为地下水动态观测与长观站网的布设只需找几个水点观测就行，是水文地质研究最容易实现的部分。其实这是水文地质研究极为重要也是最难实施的部分，因而必须引起重视。

观测站的布置应在水文地质测绘工作完成后，根据初步研究成果，推测的补径排关系及未解决的水文地质问题进行，必要时要进行长观工作布置的专题研究，并通过评审，再实施系统观测站网建立。首批站数宜多不宜少，在进行一定时段观测后，定时评估并进行全面分析，根据实际情况分阶段逐步减少站点，或增加被遗漏的站点，或新设站点，最终确定下来的长期观测点则构成了地下水动态的长期观测网站。

观测站的选点应根据水文地质单元特征，地下水补径排或地下水越流、袭夺关系，地表水与地下水转换关系进行。除了实地选点外还要在现场用 GPS 仪进行准确定位并绘制在综合水文地质图上。

① 地下水动态观测内容与方法。地下水动态观测主要是动态要素的观测，其内容

包括地下水位、水量（泉水量、单井涌水量或抽水量）、水质（全部或部分化学成分、特殊化学成分、污染元素）、水温的观测，与之相匹配的则是相关气象要素，地表水体的水位、水量、水质与水温等要素观测。

观测方法目前有两类：一类是早期的手工式监测方法，由人工按一定时间间隔要求系统全面进行，其使用的仪器较原始，如水位观测采用接触地下水面发生音响、仪表指针摆动、发光等多种设备；另一类是安装自动监测仪设定时间间隔进行观测。随着科学技术的发展，目前重要水文地质项目中均采用后者，而在一些非发达地区一般采用第一类。

世界上比较先进的自动监测系统一般与卫星联网，采用定点实时数据采集，所采集的数据定时或实时发射至卫星接受装置，再由卫星传输装置转送到室内接受系统，进行实时监测与实时分析。这种系统价格昂贵，但效果很好，一般用于边远、人不易进入地区的地下水动态研究的重点项目中。

② 长观站网的布设原则。地下水动态观测的总体原则是：以最经济合理方式布设尽可能少的观测点，尽可能地控制最大水文测绘面积，获得最为可靠的观测数据；同时做到近期观测与长远观测相结合，阶段观测与阶段总体研究相结合。做到全面系统控制，重点难点突出。观测站网的站点布置具体原则可以参考水文地质测绘、钻探或物探等布置原则进行，如考虑水流方向、水力坡度、水文地质单元、地貌特征、地质构造、观测点的疏密关系、站点位置交通方便、数据易于采集等。

③ 观测点间距与观测时间间隔的确定。观测站网是由一系列的观测线、点组成，观测线之间、观测点与点之间的间距目前没有也不可能有统一的规定，因为它受人力、物力、地形、地貌、植被与交通的限制，取决于水文地质条件的复杂性，工程的重要性以及已完成的测绘、勘探工作的详细程度。一般长观工作的观测线与观测点的布置依赖已布置的测绘、勘探线与点，大多是在此基础上进行取舍、定线与定点，少数情况下布置原测绘或勘探没有进行工作的新观测点。

对于水文地质条件单一的平原地区观测线距与点距可疏一些，反之则可密一些，以达到证实或解决某些水文地质问题为目标，如有的参考文献认为大面积平原地区的井网采用均匀布设，每 10 km^2～40 km^2 设一观测井，线距 5km～10 km，点距 2 km～4 km等。

常规长观工作的观测时间间隔与观测次数要求可参看表 4－2。其基本原则是初期观测时间间隔要短，在雨季、特别的暴雨时段，或长期干旱后的突然降雨阶段观测次数要密，反之要疏，体现经济适用原则。在现代化自动观测中则不存在以上问题，可以人为设置等时间间距的连续观测与自动记录。

表 4－2　地下水动态观测项目及时间安排

观测项目	观测方法和观测要求
地下水位	① 一般井的观测每五天一次，丰水期适当增加测次。每月的 1、6、11、21、26 日上午 8 时进行观测。若观测正值集中灌溉，连续开采时期，可争取在开机前观测；当不可能时，应在停抽 2 小时后再测，尽量实测静水位。 ② 为了保证观测准确可靠，每次观测重复二次，取其平均值；两次测量误差不得大于 2 cm，否则重测。 ③ 重点井的观测，每天一次或安装自记水位计。

续表4－2

观测项目	观测方法和观测要求
实际开采量（开采强度以 m^3/h 计）	① 开机前记录地下水静止水位，抽水后观测稳定水位。 ② 开机抽水后，用量水堰或孔口流量计等测量开采强度，每回重复二次取其平均值。抽水历时短者，测验开采强度一回，长者测二回或三回并记录每次开机时间和停机时间，以推求抽水总量。 ③ 记录每次耗油、耗电，及抽水灌溉定额、作物名称、面积，以便得出灌溉成本。
地下水温	① 水温观测与水位观测同时进行。 ② 地下水埋深不大于 10 m 时，可用普通水温计；大于 10 m 者，宜用缓变温度、热敏电阻温度计。温度计应放入水面以下 1 m～2 m 处，持续时间不得少于 3 min～5 min，缓变温度计不得少于 10 min～15 min，读数精确到 0.2 ℃，重复两次，取其平均值。
地下水化学成分	① 一般在丰、枯水期各采样分析一次，检测地下水的污染时，加测 2～3 次。 ② 有关测验分析内容、方法和要求均按国家和地方规范执行。

④ 地下水动态长期观测资料的整理与应用。地下水动态长期观测资料是水利规划、供水和排水设计、及科学研究的基本与重要依据。此资料的获得需要投入大量的人力与物力，因而能否保证资料的精确可靠，能否对资料进行系统整理分析及有效应用是检验长期观测工作成败的关键。

长观资料的整理分两个方面：其一是原始资料的系统统计与制图，其二是对这些资料进行系统分析研究、得出结论以调整或指导下一步的调查与勘探工作，或利用这些资料建立水量、水质数学模型、如动态均衡模型、微分方程模型、数理统计模型，包括溶质迁移动态图形模型、水资源利用联合调度管理模型等。资料的整理分析应使用相关的应用软件进行，建立动态信息库或信息系统。

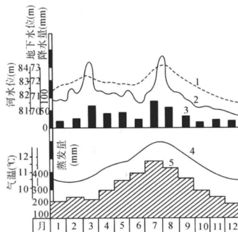


图 4－3　地下水动态综合过程线图

1. 地下水位；2. 河水位；3. 降水量；4. 气温；5. 蒸发

统计与制图主要包括各观测点水位、流量、水化学要素、水温等随时间的单因子变化曲线。

资料的系统分析研究则包括等水位、等水头线，要素间的相关曲线制作，如图 4－3 中的河水、地下水、降雨、气温、蒸发关系曲线等。此外，则是利用长观的统计分析资料建立时间系列模型、微分方程模型，制作预测预报曲线或计算机动态演示图形。

4.2.2　地下水动态的预测预报

4.2.2.1　地下水动态的预测预报的目的与任务

地下水动态观测的重要目的之一则是研究地下水运动规律，进行地下水的短期或长期动态的预测与预报，达到有效的开发、利用、控制与保护地下水资源与环境的目的。不同于固定不变的固态矿产或石油资源，地下水资源是随时间与空间位置的变化而变化的，因而地下水动态预测预报的主要任务就是全面预测预报地下水资源的水量、水位、水化学特征甚至是温度的动态变化趋势。

4.2.2.2　动态预测预报主要方法

动态预测预报方法很多，其预报的精度差异也很大，相关参考书与文献、实例亦不少。为节约篇幅，介绍三种常用方法：衰减方程法、相关分析法与时间序列趋势分析法。动态预测预报方法的采用取决于动态长观工作的数据系列，观测的精度越高、观测的时间越长、观测的点位越多预测预报的精度也就越准确。

（1）衰减方程法

该方法主要用于岩溶大泉或类似水文地质条件下的单个水点。其基本思想是对于一个水文年，从丰水期到枯水期岩溶大泉的水量随时间的推移而呈减少趋势，可用方程表述如下：

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \tag{4-1}$$

式中：Q_t，Q_0——泉水的 t 时刻水量与 t_0 初始时刻水量；

α——衰减系数，即

$$\alpha = \frac{\pi^2 \cdot K \cdot h}{4\mu \cdot L^2},$$

其中：h——含水层平均厚度；

L——泉到分水岭的距离；

K、μ——含水层的渗透系数和给水度；

π——圆周率。

当含水层厚度不大时，可用下列方程描述：

$$Q_t = Q_0 \cdot \frac{1}{(1+\alpha \cdot t)^2} \tag{4-2}$$

式中：衰减系数 $\alpha = \dfrac{5.772KV}{4\mu L^3}$

其中：V 为泉至分水岭间含水层体积，其余符号同前。

Q_0 及 α 值用地下水动力学办法确定比较困难。其实它可以利用长观记录的两次测量数据，或多次测量数据进行分组平均，代入方程（4－1），建立一个以 Q_0 及 α 为变量的二元一次方程组，由此可求出初始流量与衰减系数，即

$$\left.\begin{aligned} Q_1 &= Q_0 \cdot e^{-\alpha t_1} \\ Q_2 &= Q_0 \cdot e^{-\alpha t_2} \end{aligned}\right\} \tag{4-3}$$

则可得 $$\alpha = \frac{\ln Q_1 - \ln Q_2}{t_2 - t_1} \tag{4-4}$$

或
$$\alpha=\frac{Q_1-Q_2}{Q_2\cdot t_2-Q_1\cdot t_1} \tag{4-5}$$

把 α 值代入（4－1）式或（4－2）式则可求算 Q_0，再用（4－1）式或（4－2）式对任一时刻的流量 Q_t 进行预测预报。

上式经过改写也可用于满足使用该方法基本水文地质条件的井水位预测预报：

$$h_t=h_0\cdot e^{-\alpha\cdot t} \tag{4-6}$$

式中：h_t，h_0——t 时刻水位与 t_0 时刻初始水位。

（2）相关分析法

该方法应用在许多研究领域，简便、易懂且直观。在地下水动态预报研究方面同样也应用很广。目前，该方法从单相关、复相关、逐步回归到主因子分析都已广泛用于地下水动态分析与动态预测预报。其预报精度也取决于长观工作的数据精度与观测序列的长度，观测系列愈长，相关关系愈可靠，预测精度愈高，这里重点介绍回归分析法。

自然界中的许多现象并不是孤立的，而是相互有联系，如降水与泉流量、地下水位之间就存在联动关系，这种联动关系的具体描述则可通过回归分析的方式，建立回归方程来确立。对于单相关关系，图形上一般表现为直线型或各种曲线型（如抛物线型等），为计算简便，常通过变换将曲线转化为直线，然后进行相关分析。回归方程建立步骤如下：

① 首先用图解法判断两因素之间的关系是直线型还是曲线型，然后选用相应的回归方程，若曲线型方程则需变换为直线型，即

$$y=a+bx \tag{4-7}$$

② 然后利用最小二乘法，求出使其方差为最小的 a、b 值，即

$$b=\frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sum(x_i-\bar{x})^2} \tag{4-8}$$

$$a=\bar{y}-b\bar{x} \tag{4-9}$$

式中：$\bar{x}$、$\bar{y}$分别为变量 x 与 y 的均值。

③ 再进行相关性与显著性检验：相关系数 r 可由下式求得

$$r=\frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i-\bar{x})^2\sum(y_i-\bar{y})^2}} \tag{4-10}$$

如果相关系数 r 大于 0.6，达到 0.9 左右则相关性良好。相关分析法目前在一般的计算器中都有固定程序，无需笔算或自己编程。

对于复相关、多元相关、逐步回归、主因子分析等一系列算法，功能较全的计算器中也有固有程序可供直接利用。读者可参考有关教材与文献。

（3）时空序列的周期－趋势分析法

地下水动态要素的观测数据，是依时间或空间发展或展布顺序变化的有序数列，如水位、流量或温度等动态因子都将随时间或空间随机波动，若以 $H(t)$ 表示动态因子随时空而发生的波动序列

$$H(t)=[H(1),H(2),H(3),\cdots,H(n)]。$$

这组数据序列在图形上开始表现似乎是杂乱无章的波动曲线，但随着时间的延伸与数据序列的增长，整个过程曲线开始表现出具有一定范围的振幅，并从“无序”的振动开始呈现或内涵时序上的某种周期性（长周期或短周期）、趋势性（分段的趋势）与规律性。从随机统计学观点，这种时空序列在数学上可以分解成三大部分：趋势部分 $H_1(t)$，周期部分 $H_2(t)$ 以及随机部分 $H_3(t)$，三者可合成一个随机时空序列，类似合唱团由多声部组成。

用数学式表达为

$$H(t) = H_1(t) + H_2(t) + H_3(t) \tag{4-11}$$

① 趋势部分 $H_1(t)$ 的提取：利用观测系列值 $H(t)$ 减去周期系列 $H_2(t)$ 以及随机系列 $H_3(t)$，则可得趋势系列 $H_1(t)$，再选择适当函数拟合，可得到趋势系列的估计值 $\hat{H}_1(t)$。此目标的实现可采用“滑动平均法”，使随机波动数据平滑化。它有等权和各种不等权形式。对于 y 序列，等权滑动平均值

$$\bar{y}_i = \frac{1}{m} \cdot \sum_{i=j-k}^{j+k} y_i \tag{4-12}$$

式中：

$$k = \frac{m-1}{2}$$

上式说明，第 i 项滑动平均值 $\bar{y}_i$ 为 y_i 再加上其左右各 k 个数据的平均值，即 $2k+1=m$ 个数据平均值，m 称为滑动区间长。滑动平均后的新序列，起伏变小，如 m 取周期数，简谐波可消除，短时的随机波峰值也将大大削弱，从而突出趋势成分。

表 4－3 数据表达了一个时间序列 $H(t)$，它可利用周期－趋势分析法分解成趋势成分 $H_1(t)$、周期成分 $H_2(t)$ 及随机成分 $H_3(t)$。仅从 H 序列数据很难直接判定各成分特征，也较难找出一个适合的函数形式对趋势成分拟合。根据试算选比，可确定其周期数为 4，则取 $m=4$ 进行滑动平均，可得 $\hat{H}_1(t)$ 序列，其中各值代表区间中点均值（时间坐标移动半时距），考虑到 $t=0$ 时 $H_1=0$，其估计趋势成分系列为

$$\hat{H}_1(t) = -t \tag{4-13}$$

表 4－3　时间序列原始数据及成分分解表

t	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
H	0	2	2	−1	−4	−3	−2	−5	−6	−7	−6	−9	−12	−11	−9	−13	−16	−15
H_1	−1	−2	−3	−4	−5	−6	−7	−8	−9	−10	−11	−12	−13	−14	−15	−16	−17	−18
H_2	1	3	5	3	1	3	5	3	1	3	5	3	1	3	5	3	1	3
H_3		1							2						1			

$\hat{H}_1(t)$	0.75	−0.25	−1.5	−2	−2.5	−3.5	−4	−5	−6	−7	−8.5	−9.5	−10.25	−11.25	−12.5	−13.25

利用表 4－3 的数据可作出以下分解图（图 4－4）。

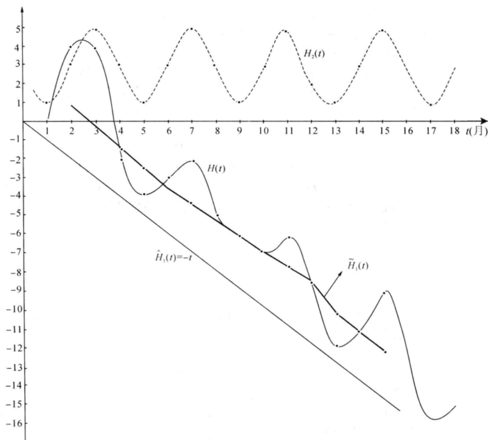


图 4—4　随机序列的趋势—周期成分分解图

② 周期部分 $H_2(t)$ 的求解：地下水动态一般都有时间序列上的周期性，但不易确定，如有长序列、等时距观测数据，可用自相关分析法判断其周期成分和确定周期数；将等时距观测序列退后 1 个时间间隔，可得滞后为 1 的新序列。把原序列 2，3，4，…与新序列 1，2，3，…，$n-1$ 元素对应进行相关分析，可得一个相关系数。再推迟一个时距又可得 1 个滞后为 2 的相关系数。依次进行，可得一系列相关系数，相关系数出现最大值时的滞后数即为周期数。相关系数愈近 1，周期愈严格。

另外，由方程（4—11）也可确定周期数，即由随机观测序列值减去趋势成分，所余为周期和随机成分，再用三角多项式进行拟合，得

$$\hat{H}_2(t)=\frac{a_0}{2}+\sum_{i=1}^{k}a_i\cos\frac{i\pi}{l}t+b_i\sin\frac{i\pi}{l}t \tag{4-14}$$

式中：a_0、a_i、b_i——系数，可用最小二乘法求得；

l——半周期。

式（4—14）为一个以周期为 $2l$，l，$\frac{l}{2}$，…共 k 个不同周期的简谐波，取最优与

适当的系数值，则有较好的周期成分拟合效果。另外也可用逐步回归法、频谱分析法寻找最佳拟合。一旦趋势与周期成分得到确定，则随机系列可近似表达为

$$\hat{H}(t) = \hat{H}_1(t) + \hat{H}_2(t) \tag{4-15}$$

计算出的 $\hat{H}(t)$ 即为预测值。至于随机成分，简单地可由 $H(t) - \hat{H}(t)$ 的余差作出区间估计，用于说明预测值的随机浮动。

此法常用于多年的动态预测，对年变化动态预测则因季节性的动态波动较大，预测效果较差，需慎用。

4.3　地下水均衡研究

4.3.1　均衡期与均衡区的划定

地下水均衡研究必须是在一个完整的水文盆地或一个完整的水文地质单元范围内，同时在划定的特定时间区间上进行，因而在建立地下水均衡式前必须确定其均衡区与均衡期。

4.3.1.1　均衡区的确定

在地下水资源均衡研究中，均衡区的选取比较困难，大多情况下一般以一个相对完整的水文地质单元作为一个均衡区，如果不能满足此条件则可能划定一个补排边界基本清楚的较规整区作为一个均衡区。在有的教材中认为对于大区域，则可把大区分割为子均衡区进行均衡。理论上这种思路应该是正确的，但这不同于区域地下水模型，可以对不均匀介质区进行微元分割，采用差分或有限元求解。在实际操作中，子均衡区与子均衡区之间的边界，边界流量与流向是很难决定的，因而子区与子区之间的量化转换关系不能有效量化，致使通过多个小均衡区均衡计算来完成一个大均衡区的均衡计算无法实现。总之在进行均衡计算时必须确定一个实质性的均衡区，否则均衡分析的目标不能达到。

4.3.1.2　均衡期的确定

均衡区确定后，其均衡期的确定较为容易，一般采用一个“水文年”，更多情况下是采用一个水文年或多个水文年的“枯季”时段作为均衡期，只有该时段降水、地表水、生态水与地下水的转换关系比较清楚。

4.3.1.3　均衡要素的选取

均衡要素的选取，主要依赖于研究目的，如果研究水量变化，则均衡因子为“地下水水量 Q”，其要素则包括降水量、地表水渗入或渗出量、地下水流入或流出量等，如果是对地下水化学问题进行研究，均衡要素则包括随降水、地表水、地下水所携带的化学物质含量的转换，因子可选某化学特征值，如钙离子或氢同位素等。

4.3.2　均衡式的建立

4.3.2.1　水量均衡方程

（1）系统水量均衡方程

地下水均衡式或均衡方程的建立是地下水均衡研究的主要目的，它可用于地下水资

源的初步评价与地下水疏排工程的水量预测。对于一个相对独立的水文地质单元在某一时段范围内，根据水量平衡原理，地下水均衡方程则可建立：

$$\mu F \cdot \frac{dH}{dt} = P_f + \Delta Q_{fw} + \Delta W_g + \Delta Q_a + (C_d - E) \quad (4-16)$$

式中：$\Delta Q_{fw} = Q_{1fw} - Q_{2fw}$（地表水渗入增减量）；

$\Delta W_g = (W_{1gx} - W_{2gx}) + (W_{1gy} - W_{2gy}) + W_z$（地下水流入与流出增减量）；

$\Delta Q_a = Q_{1a} - Q_{2a}$（人工补排增减量）；

P_f——大气降水的入渗补给量；

Q_{1a}——人工补给量（灌溉、注水等）；

Q_{2a}——人工抽水量（包括供水、工程疏排水等）；

W_{1gx}——x 方向地下水流入量；

W_{2gx}——x 方向的地下水流出量；

W_{1gy}——y 方向地下水流入量；

W_{2gy}——y 方向地下水流出量；

W_z——地下水垂直越流补给或越流流出量，如果垂向存在流入与流出分量，则 W_z 代表流入与流出量之差。

C_d——凝结水补给量；

E——地下水蒸发量；

Q_{1fw}——地表水流入均衡区观测流量；

Q_{2fw}——地表水流出均衡区观测流量。

式（4－16）等式左边，dH 可以用 ΔH 代替，而 dt 可用 Δt 代替，一旦 Δt 确定为某个均衡时段，则可视之为 1。

方程左边为均衡区中含水体中动态储存量，方程右边由四大项组成，第一项是大气降水对均衡区内含水体的入渗补给量；第二项则为地表水（河溪等）经均衡区的渗漏补给或地下水对地表水的渗出补给；第三项是均衡区内侧向或垂向地下水流入与流出量之差，对地下水储存的贡献；第四项是人工补给量（灌溉、注水等）收入项与人工抽水量（包括供水、工程疏排水等）支出项之差；第五项为凝结水补给量与地下水补给毛细带或植被根系层产生的蒸腾蒸发量。实验上方程右边即指通过均衡区（三度空间区域）的边界流入和流出水量项的总称。进入的水量项统称补给项或收入项，流出的水量项统称排泄项或支出项。

（4－16）式适用于潜水区，对于承压水区可利用（4－16）式以 μ^* 为弹性给水系数取代方程中的 μ，H 取为测压高度则可。图 4－5 为选取的一个理想的均衡区中各水量的补给－排泄动态均衡关系。

在实际应用时，以上均衡项不可能都存在，因而对于地形坡度较小，潜水径流较弱，无地表排泄的平原灌溉区，其均衡式则可能简化为

$$\mu F \cdot \frac{dH}{dt} = P_f + (Q_{1a} - Q_{2a}) \quad (4-17)$$

对于一个完整的地下水单元（系统）而言，在天然条件下，多年的平均补给总量

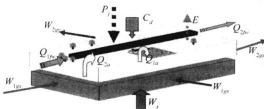


图 4－5　均衡区与均衡项分布示意图

$R_i(t)$ 与平均排泄总量 $D_i(t)$ 十分接近，即地下水系统处于宏观稳定的水量动平衡状态，即有

$$\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}R_i(t)=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}D_i(t) \tag{4-18}$$

4.3.2.2　水质均衡方程

地下水除量的均衡外，则是水中化学元素的均衡，该均衡研究比水量均衡研究要困难得多，但只要有足够的观测测量分析数据，也可以利用物质不灭定律与水量均衡原理来建立水质均衡方程式，但必须考虑水化学作用，它包括离子交换、吸附、螯合等作用，否则它只能是理想状态下的水质均衡。

水质均衡也只能是相对的动态均衡，它必须依据水量均衡的均衡区、均衡期，与相应的均衡要素建立水质均衡方程，可表达如下：

$$D\cdot\frac{\Delta C}{\Delta t}=C_{P_f}+\Delta C_{Qfw}+\Delta C_{Wg}+\Delta C_{Qa}+C_{Cd-E}+\Omega) \tag{4-19}$$

式中：C_{P_f}—降水所带入的溶质量；

ΔC_{Qfw}——地表水渗入增减量中所含溶质量；

ΔC_{Wg}——地下水渗入增减量中所含溶质量；

ΔC_{Qa}——人工补排增减量中所含溶质量；

ΔC_{Cd-E}——地下水凝结与蒸发留存或带走的含溶质量；

$\Omega=\sum C_i$——各种化学反应、离子交换、吸附、螯合作用在地下水中溶质含量的增减量。

从以上水质均衡方程可以看出，它与水量交换密切相关，并且受含水层、越流补给层的水文地球化学特征所制约。

4.3.3　均衡要素的测定

水量均衡方程建立以后，其均衡要素的测定则成为后继的重点工作，分别讨论如下。

4.3.3.1　大气降水入渗补给量 P_f

大气降水的水量分配在第 1 章已详细讨论，它与降水强度、降水在时间上的分配、地形、植被覆盖情况有关，这里主要定量讨论向地下水的入渗补给，其入渗补给量的大小不仅受上述条件影响，而且与潜水的埋深、包气带岩性以及降水前包气带的含水量等

有关。定量计算式如下：

$$P_f = \alpha \cdot F \cdot P \tag{4-20}$$

式中：α——降水综合性入渗系数（无量纲），它包括降雨的直接下渗与生态水对地下水的补充；

F——接受降水入渗的地表面积，m^2；

P——多年平均的年降水量（降水深），m/a。

在式（4－20）中降水入渗系数对于一个特定地区基本上可以视为常数。但影响其值的因素很多，如地形、植被、雨强与频率，含水层露头面积、储存与富水瞬时状态、包气带岩性、厚度与孔隙度等；一般降水量与入渗补给量呈线性关系，因而实际工作中降水入渗系数 α 多采用年或多年降水入渗系数的平均值。其求取方法列举以下几种：

（1）简易水位观测法

对隔水底板水平、地下水径流较强、排泄量较大的地区，降水入渗补给不但引起潜水位上升，而且引起侧向径流排泄增大。降水入渗系数可利用沿地下水径流方向直线等距（也可不等距）布置三个观测孔对水位观测，采用下式求取：

$$\alpha = \{\mu \cdot \Delta h + \frac{k \cdot \Delta t}{2\Delta L^2} \cdot (h_1^2 - 2h_2^2 + h_3^2)\} \cdot P^{-1} \tag{4-21}$$

式中：μ——水位变动带介质的饱和差；

k——渗透系数，m/d；

Δh——Δt 时段、中间孔（2号孔）水位变幅，m；

h_1、h_2、h_3——分别为1、2、3号孔在 Δt 时段的平均水位，m；

ΔL——相邻孔之间的距离，m；

P——Δt 时段的降水量（降水深），m。

等式左边为降水总入渗量，右边由两项组成，前项为地下水上升的储量增量，第二项为地下水的侧向径流量。显然该入渗系数大于地下无侧向流出的入渗系数。

在地下水径流滞缓而无排泄区，降水的补给量绝大部分表现为潜水面的抬升，式（4－21）简化为

$$\alpha = \frac{\mu \cdot \Delta h}{P} \tag{4-22}$$

（2）地中渗透仪测定法

整个装置由两部分组成，左为地中渗透圆筒、内装有均衡地段的标准土柱，土柱的下方为砂砾和滤网组成的外滤层（图4－6中的2，3）。右为给水观测棚，由供水（盛水）用的有刻度的马利奥特瓶（图中10）和控制地中渗透筒内水位高度的盛水漏斗(11)及量筒(14)组成。左右两部分以导水管(4)连结成统一系统。

测定方法如下：首先调整盛水漏斗(11)的高度，使漏斗中的水面与渗透计中的设计地下水面（相当潜水埋深）保持同一高度。当渗透筒中的土柱接受降水人渗和凝结水补给时，其补给水量将会通过连通管(4)和水管(13)流入量筒(14)内，可直接读出补给水量；当土柱内的水面产生蒸发时，便可由漏斗供给水量. 再从马利奥特瓶(10)读出供水水量（此即潜水蒸发消耗量)。在测定凝结补给量时，可在渗透筒(左)上方加棚，以隔

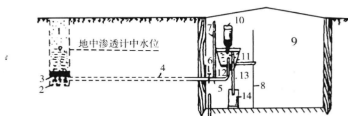


图 4－6　地中渗计示意图

1. 地中渗透计；2. 砾石；3. 滤网；4. 导水管；5. 三通；6. 开关；7. 测压管；8. 支架；9. 试坑；10. 给水瓶；11. 漏斗；12. 弯头；13. 水管；14. 量筒

离降水。用同样原理可对多个不同岩性和不同水位埋深的土柱，分别观测其降水入渗补给和蒸发值。此法只适用于松散岩层，因很难如实模拟天然的入渗补给条件，其测定结果的可靠性需要效验或修正。

（3）零通量面法

根据包气带水量均衡原理和非饱和流扩散式运动理论，零通量面是指由水分通量为零（z_0 处）的点所构成的面，它是岩土水分蒸发影响深度的下限标志。该面以上水分向上运移，消耗于蒸发与蒸腾；该面以下水分缓慢下降，最后补给潜水。故零通量面可以作为测算陆面蒸发蒸腾量和地下水入渗补给量的分界面。图 4－7 为"中子水分仪"测得初始时刻（t_1）和末时刻（t_2）的包气带含水率 $\theta(z, t_1)$ 与 $\theta(z, t_2)$ 剖面，在 Δt 时段内、阴影面积 E 代表零通量面以上的水分蒸发量，D 代表面以下地下水入渗补给量。按质量守恒原理，如果在深度 z_1 和 z_2 的土层中不存在源或汇时，则水分储存变化率等于流入与流出水量之差，即

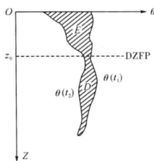


图 4－7　包气带土层含水率剖面

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}t} = q_2 - q_1 \tag{4-23}$$

式中：V ——在深度 z_1 和 z_2 之间的单位截面土柱水分的储存量；

q_1，q_2 ——在 z_1 和 z_2 深度上的水分通量；

t ——经历的时间长度。

对于 z_0 面以下 Δt 时段内的入渗补给量（D），则应有

$$D = -\int_{t_1}^{t_2} \frac{\mathrm{d}V(z)}{\mathrm{d}t} \cdot \mathrm{d}t = V(z, t_1) - V(z, t_2) \tag{4-24}$$

式（4－24）表明，入渗补给量 D 等于零通量面以下包气带剖面水分储存量的减少量。

将 $V(z_0, z, t)$ 用 z_0 面以下某点的体积含水率 $\theta(z, t)$ 表示，则（4－24）式改为

$$D = \int_{z_0}^{z} \theta(z, t_1) \cdot dz - \theta(z, t_2) \cdot dz$$

或

$$D = \sum_{\Delta z_i = \Delta z_1}^{\Delta z_m} [\theta(z, t_1) - \theta(z, t_2)] \cdot \Delta z_i \qquad (4-25)$$

式中：i ——1，2，…，m；

m ——z_0 面以下剖面含水率的测点数；

Δz_i ——测点 i 所代表的土柱高度。

设观测点段数 j 为 1，2，…，k，在 k 个时段内入渗补给量可用下式计算：

$$D = \sum_{j=1}^{k} \sum_{\Delta z_i = \Delta z_1}^{\Delta z_m} [\theta(z, t_j) - \theta(z, t_{j+1})] \cdot \Delta z_i \qquad (4-26)$$

如果点 $V(z_0, z, t)$ 改用 z_0 面以上某点的体积含水率 $\theta(z, t)$ 表示，m 为 z_0 面以上剖面含水率的测点数，则可用（4－26）式计算出陆面蒸发蒸腾量。

因该方法是用“钻孔中子水分仪”直接测定天然条件下的土壤含水率，与地中渗透仪测定结果相比较，零通量面法测算的降水入渗量更为可靠，且易操作，能多处设点观测，成本低、精度高。

当不能确定包气带中零通量面时（如降水或灌溉持续时间长，而地下水埋藏浅时），可在降水全部渗人包气带之后，在岩土水分蒸发影响深度之下，测定土层最大含水量段（$z - z_0$）的某一时段（t_1 至 t_2）的土层含水率 $\theta(z, t_1)$ 与 $\theta(z, t_2)$ 值，代人（4－26）式计算降水入渗补给量。

降水入渗补给量测定或计算方法很多，还有一些经验公式法，地下水均衡法都很实用，读者可参考有关文献。

4.3.3.2 地表水入渗补给量（ΔQ_{fw}）

地表水的入渗补给主要是通过河流、渠道等经过的均衡地段的水体漏失，其量的确定方法有以下两种。

（1）直接测流法

在有渗漏的河、渠段的上下游断面上设置测流点实测河、渠流量，其上下游断面的流量差值即为河、渠水对地下水的入渗补给量。测流段选择应分析主流与支流的关系，科学地设置测流站进行定点定时测流，避免流量漏测或重复测量。并注意附近人工开采或地表水面蒸发对测量的影响。该方法也可用于只有地下水补给的河段，测定地下水补给量。

（2）地中渗透计（箱）间接测定法

该方法是利用降水入渗补给量测量装置改装后测定一些松散地段小渠的渗漏量，由于试验装置的渗透途径短，测得的入渗量偏大，故需要慎用。

4.3.3.3 灌溉入渗补给量 Q_{1a}

灌溉入渗补给量是人工补给量之一，它可分为单次灌溉入渗补给量和规定时段灌溉入渗补给量。常用的有某次、某月、年或多年平均的灌溉入渗补给量，次灌溉入渗补给量是计算“月、年与多年”平均值的基础。常用方法有三种。

（1）田间灌溉试验法

首先在灌溉区中选取有代表性的方形或长方形规整田块，测定潜水面以上的土壤含

水率和给水度，并统测各观测孔的潜水位。然后进行一次定额灌水（每亩灌溉量），并及时测定地下水的上升值，其灌溉入渗量则可由下式求得

$$Q_{1a}^{i} = \mu \cdot \Delta h \cdot F \quad (4-27)$$

式中：Q_{1a}^{i}——一次灌溉入渗补给量，m^3；

μ——灌溉地块的土壤给水度；

Δh——试验区地下水位平均上升幅度，m；

F——试验地块的面积，m^2。

（2）田块的水量均衡法

灌溉入渗补给量也可利用水量均衡原理，根据实际灌水量、外泄量、蒸发量及其他消耗量进行收支平衡，计算入渗量。

（3）田间地中渗透仪测定法

选择有代表性的田间地块，利用专门的地中渗透仪，也可测定灌溉入渗补给量。其原理与装置参考降水入渗补给量测定（见图 4－6）。

由于技术的发展测定渗入量还有其他比较科学的方法，读者可参看相关文献与专著。

4.3.3.4　地下径流补给量（ΔW_g）的确定

（1）渗流理论法

均衡区外进出均衡区的地下水补给量（或减少量）ΔW_g 包括侧向与垂向地下水对均衡区的补给（或排泄），其定量确定比较困难。它包括均衡区边界的所有地下水的进出的差值。其常用方法有渗流理论法（解析法与济姆正三角布孔抽水法）、实际测流法等。

基本原理：在查明地下水流向和含水层厚度的基础上，求得渗透系数或地下水实际流速，选用相应的地下水动力学公式计算其过水断面上的径流量。

当计算断面上含水层的渗透系数（K）、厚度（h）和水力坡度（I）有变化时，可分段（L）计算再求和，断面的地下水总径流量（Q）：

$$Q = \sum_{i=1}^{n} K_i \cdot h_i \cdot I_i \cdot L_i \quad (4-28)$$

式中，$i=1$，2，…，n，为各计算段的编号。

当能测出过水断面上的地下水实际流速(u)时，可用下式计算其地下水总径流量(Q)：

$$Q = \sum_{i=1}^{n} L_i \cdot h_i \cdot u_i \cdot \rho_i \quad (4-29)$$

式中：ρ_i——断面 i 的平均孔隙度。其余符号意义同上。

以上计算原理虽较简单，但要投入的勘探及试验工程量却较多。因此，在地下水深埋区，特别是基岩山区，确定地下水径流量常常是困难的。为此，在确定均衡区的范围时，应尽可能以隔水边界作为均衡区的边界，以便尽可能地免去地下水径流量的计算工作量。

以上方法看似精确，但实现较难。有时使用比较粗略的地下径流模数法等还能较方便解决问题。

（2）地下径流模数法

如地表径流模数一样，单位面积上的地下径流量，用下式表示：

$$M = \frac{Q}{F} \tag{4-30}$$

式中：M——地下径流模数，$m^3/s \cdot km^2$；

Q——测流点处的地下径流总量，m^3/s；

F——测流点控制的上游总汇水补给面积，km^2。

计算地下径流模数可采用地表河、溪的基流分割法，枯季测流法与大泉测流法，其关键技术是：

① 确定测流点（包括地表水或地下水点）所测流量属地下水流而不是地下水与地表水的混合流；

② 方便准确圈定汇水面积；重复以上不同时段 t 或不同测流点 i 实测与计算的地下径流模数 M_{ti}，进行平均则基本能得出有代表性的该区地下水径流模数。

$$M = \frac{\sum_t \sum_i M_{ti}}{t \cdot i} \tag{4-31}$$

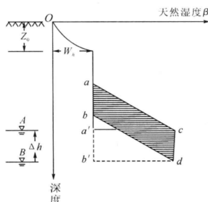
利用该模数与方程 $Q = MF$ 则可求出均衡区地下总径流量。该方法比较简便可靠，适用于基岩山区。

4.3.3.5 潜水储存量变化量（$\mu, \Delta h$）的测定方法

潜水储存量变化量由潜水位变化值 Δh 和水位变动带岩层的给水度 μ 组成，Δh 可通过水位观测孔实测，μ 值的测定常用室内参数测定法、天然湿度法、井中水位测定法，以及 μF 复合参数计算法等。

（1）天然湿度法

该法是利用抽水前后包气带土层天然湿度的变化来确定 μ 值。抽水前包气带内土层的天然湿度分布如图 4－8 中的 $Oacd$ 折线所示。抽水后，潜水面由 A 下降到 B（水



W_h——持水度；Z_0——湿度变动带；$Oacd$——抽水前天然湿度线；
$Oabd$——抽水后天然湿度线；ac，bd——毛细水带湿度分布示意线

图 4－8 抽水前后包气带湿度分布示意图

头高度下降 Δh），毛细水带将随之下移，由 aa'段下移至 bb'段，此时的土层天然湿度分布为 $Oabd$ 折线。按水均衡原理，抽水前后包气带内湿度之差，应等于潜水位下降 Δh 时包气带（主要是毛细水带）所给出之水量（μ，Δh）。土层的天然湿度，可采取原状土样在实验室测定，或利用中子水分计在钻孔中直接测定土层的含水率。计算公式如下：

$$\sum_{i=1}^{n} \Delta Z_i (\beta_{1i} - \beta_{2i}) = \mu \cdot \Delta h$$

则

$$\mu = \frac{1}{\Delta h} \cdot \sum_{i=1}^{n} \Delta Z_i \cdot (\beta_{1i} - \beta_{2i}) \tag{4-32}$$

式中：ΔZ_i ——包气带天然湿度测定分段长度；

Δh ——抽水产生的潜水面下移深度；

β_{1i},β_{2i} ——抽水前后 ΔZ_i 段内的土层天然湿度；

n ——取样数。

（2）钻孔中潜水水位动态观测计算法

对于含水层均质、隔水底板近似水平的单向流动潜水，可沿流向布置 3 个钻孔观测地下水水位动态（图 4—9），按下式计算 μ 值：

$$\mu = \frac{K \cdot \Delta t}{2\Delta x^2 \cdot \Delta h_2} \cdot (h_{1,t}^2 - 2h_{2,t}^2 + h_{3,t}^2) + \frac{\omega \cdot \Delta t}{\Delta h_2} \tag{4-33}$$

式中：$h_{1,t}$，$h_{2,t}$，$h_{3,t}$ ——1，2，3 号观测孔 t 时刻水位；

Δh_2 —— Δt 时段内 2 号孔水位变幅；

ω ——垂向流入和流出量之和，称为综合补给强度；

K ——渗透系数；

Δx ——观测孔间距。

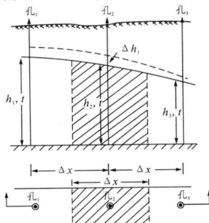


图 4—9　单向流动 μ 值计算示意图

4.3.3.6　潜水蒸发强度

潜水蒸发强度与蒸发量的计算参考第 1 章的阿维扬诺夫公式，这里不再重复。

第5章　地下水资源系统评价

5.1　地下水资源的概念与“量分解”

5.1.1　地下水资源的概念

地下水是自然的产物，20世纪五六十年代中期，在世界各个角落，地下水如同河水、空气一样基本上属于“取之不尽用之不竭”的免费物质，因而也就没有“资源”的概念。在世界人口日益膨胀、工农业与生活污染加剧的情况下，水的供应满足不了社会的需求，地下水则具有了“稀缺性”，成为了人们需要付出与购买的一种“资源”，如矿产资源、石油资源、食物资源。

地下水资源的定义有其历史的烙印，有广义与狭义之分，广义说来埋藏在地下的全部重力水都是地下水资源，狭义来说它不是地下水的全部，而是人们在一定历史条件与技术条件下，具有良好水质与水量保证的可开采、使用的地下水量，并且这部分水量在长期开采过程中不但可以天然恢复而且不会引起相关地质灾害、水质污染等环境问题。

从供水角度通常采用狭义的水资源定义，而从矿坑或地下工程的疏排水来说，一般采用广义的定义。

5.1.2　地下水资源的基本特征

地下水本身表现为“自然”属性，而作为一种特定的“资源”，它赋予了“商业”属性，打上了“人类需求”的烙印，因而作为“地下水资源”的总体特征可综合为以下几点：

5.1.2.1　整体系统性与局域单元性

地下水是水文循环的重要部分，作为资源它属于地表水系统某流域的一部分，与该流域的地表水体、生态水层、大气降水、该流域的地质体等成为一有机的整体，因而它具有整体系统性；但由于地下水储存于某特定的地质体中，而这特定的地质体在空间与时间上大多不能连续存在，一般以某一水文地质单元出现，形成自己独立的、具有一定局域范围的补径排关系。这就是地下水资源的局域单元性。

5.1.2.2　循环性、可调节性与可恢复性

矿产资源在地质历史时期中形成，一旦被开采出来便不复存在，是属于不可再生资源。而地下水是自然界水循环系统的组成部分，地下水的质与量随气候、降水与地质环境变化而变化，进行着水岩相互作用。当人工开采地下水时，虽然井附近的地下水位要降低，使地下水的储存量暂时减少，但在多数情况下只要开采量不超过一定限度，停止开采后，一般都可通过大气降水入渗、地表水渗漏，或从相邻含水系统流入，而使地下

水的储存量得到补充，水位得到恢复，故具有可恢复性。这种恢复可以天然调节、如强降雨或持续干旱，也可人工调节，如注水或强抽，进行年调节、月调节甚至瞬时调节。因而地下水资源还具可调节性。

5.1.2.3 脆弱性与易受干扰性

地下水正因为具有循环性与可调节性等特征，它也决定了地下水资源的脆弱性与易受干扰性。如人类地下与地表工程：矿山、地下隧道、地下建筑，排污、地面建设对地质体的局部改造，天然的突发事件如地震、滑坡等都可能永久改变地下水补径排关系，甚至破坏整个地下水系统。

5.1.2.4 富矿物质性与稀缺性

地下水资源的一个重要特征是其动态地储存于地质体中，因而它与地质体之间长时间相互作用、相互依存、相互交换，而使其含有丰富的矿物质（大多有益于人体健康），有些矿物质是人体需要且自然界也稀缺的矿物质。所以地下水资源具有富矿物质性与稀缺性。特别是水资源短缺地区，地下水显得十分珍贵。有些地下水富含锌、碘、硒等而成为矿泉水，这种地下水资源更具稀缺性。

5.1.3 地下水资源量的分解及其讨论

在地下水资源评价中，早期教科书提出了地下水资源“分类”概念，实际上“地下水资源分类”概念是不够严谨的，因为往往被人们误认为是不同类型的地下水，如淡水地下水资源、咸水地下水资源等，这是“按质的不同”而分类。严格说，过去教科书中所提到的“地下水资源分类”是指对地下水资源的“量”进行分解，为进行科学计算把本身不可分割的“整个地下水资源量”划分为补给量、储存量、动储量、开采量等，并研究各量之间的关系。因此，本教材从实际出发把“地下水资源分类”改称为地下水资源的量分解即早期教科书称之为“地下水量分类”。20 世纪 50 年代中国最早采用的“量分解”方法是借用前苏联现俄罗斯水文地质专家 H. A. 普洛特尼科夫的“四大储量”法。即把某一地下水单元（或系统）的水资源量分解为四大部分：动储量、调节储量、静储量与开采储量。

20 世纪 70 年代末中国专家根据科学论证分解为三大量，即补给量、储存量与排泄量（包括允许开采量）；90 年代末期部分专家认为三大量的分解法也不合理，提出了“两大资源”的概念[①]。对以上各种观点分别讨论如下：

5.1.3.1 四大储量的概念、意义与存在的问题

四大储量的概念在中国水文地质研究初期至 20 世纪 70 年代一直作为水资源量评价的重要支柱，它首次从定量的角度对地下储水体所有水量进行了一个相对合理的分解（图 5－1），它们是：

① 动储量（$Q_{动}$）顾名思义是指天然条件下，地下水以泉或其他形式排向地面的流量，以专业角度定义则是指单位时间流经含水层横断面的地下水体积。

① 徐恒力、万新南等编著. 水资源开发与保护. 北京：地质出版社，2001.

② 调节储量（$Q_{调}$）是指地下水位（潜水水位或测压水头）年变动水位线之间含水层内所含重力水体积。

③ 静储量($Q_{静}$)是指地下水枯水期多年平均枯水位以下含水层所含重力水体积，又称之为永久储量。

上述三种储量代表天然条件下，一定时间内在含水层中具有的地下水总量，可统称为天然储量。

④ 开采储量($Q_{开}$)是指在一定历史阶段，用技术上可行、经济上合理的引水工程能从含水层中取出的水量，并在预定开采期内不发生水量减少、水质恶化及环境地质问题。

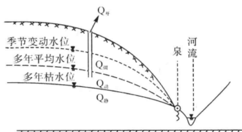


图 5－1　地下水四大储量分解示意图

上述水量分解法比较直观，反映了地下水资源在天然状态下的一定客观规律，它在中国地下水资源评价中起过重要作用。但经过多年的实践证明，此分解法还存在一定问题，值得进一步研究。首先，以上四大储量的数学关系不明确，往往存在不闭合或重叠运算现象；其次，没有从水循环的角度考虑地下水的外来可补充性与可恢复性，缺乏水量的动态变化观，因而有必要进行改进。四分法中的“储量”术语，有的专家不认同，考虑地下水的动态性认为用“资源”较合理。实际上“资源”是一种泛称，它包含“量与质”两个方面，单独把水资源理解为“水资源量”在科学意义上似乎不准确，因为不少专家对“水资源”的定义就有许多不同的看法，因而直接用“资源”的概念替代“资源量”、“储量”或“水量”是不够明确或不够严谨的。实际上既然承认地下水是一种“资源”，则它就有自身的“储量”，只不过这种“储量”与固体矿产储量不同，具有动态性、可恢复性与可分解性，借用一下也不会产生实质性影响。为此，本教材仍采用早期确定的术语“水量”概念。

5.1.3.2　“三大水量”的概念与“三量动态转换”基本准则

三大水量的概念是总结了四大储量的经验，从水循环的角度动态考虑地下水资源的特殊性而提出的，贯穿了输入、转换与输出的系统信息理论思想，从系统的角度，而不是从单纯的含水体的角度，给出了补给量（输入）、储存量（转换）与排泄量（输出）概念。对于一个完整的水文地质单元或对于一个特定大流域水文地质盆地（Basin）都可适用。使之各量之间的数学关系比较明确，不再出现不闭合的重复计算。

在美国《Ground Water》教材中也给出了类似地下水资源量平衡概念，对于一个完整的地下水富水盆地，有如下公式：

$$Q(t) = R(t) - D_n(t) + \frac{dS}{dt} \tag{5-1}$$

式中：$Q(t)$ ——抽水量；

$R(t)$ ——地下水补给量；

$D_n(t)$ ——地下水天然排泄量；

$\frac{dS}{dt}$——含水体储存量（Storage）的变化量。

按中国的话说：就是地下水开采量等于盆地外围对盆地内地下水的补给量减去天然排泄量加上盆地储存量的变化量之和，其变化量在枯季是负值、在丰水期补给时是正值。由此对于一个完整的地下水单元（盆地），给出了地下水补给量（R 代表 Recharge）、地下水排泄量（D 代表 Discharge）、地下水储存量 Q_S（S 代表 Storage）与地下水开采量 Q 的概念。在数学逻辑表达上是完整的。它可进一步表达为

$$R(t) - D(t) = \pm \Delta Q_S \tag{5-2}$$

式中：$\pm \Delta Q_S = \pm \frac{dQ_S}{dt}$

$R(t)$ ——地下水总补给量；

$D(t)$ ——地下水总排水量［天然排泄量 $D_n(t)$，（下标 n 为 nature）与地下水开采量 $Q(t)$ 之和］；

$\frac{dQ_S}{dt}$——含水体储存量的变化量。

如同早期专门水文地质教材的表达形式：

$$Q_{补} - Q_{排} = \pm \Delta Q_{储} \tag{5-3}$$

（1）地下水补给量 $R(t)$

属地下水独立水文地质单元（或系统）的输入部分。

指天然状态或人工开采干扰条件下进入完整或比较独立的水文地质单元含水岩组的全部水量（单位为 m^3/d 或 m^3/a）；从动态角度考虑实际上它包括直接补给量 $R_d(t)$和开采条件下的补充增量 $\Delta R'(t)$。

① 直接补给量 $R_d(t)$系指以不同途径进入水文地质单元中的水量，它包括大气降水渗入量、地表水体的渗入量、地下水侧向流入和垂向越流量（称天然补给量 $R_n(t)$）；各种形式的人工补给量 $R_r(t)$（注水、灌溉等）；在纯天然条件下不存在后者，但在工业文明发达的今天，纯天然状态已经不存在了，因而该补给量实际上是现状补给量。

②“补充增量”$\Delta R'(t)$ 系指开采条件下引起的额外增加的补给量。在达到动态平衡的一个水源地，若进行新的开采，则旧的水量平衡将打破，在新的开采条件下、一方面要消耗部分现状补给量，另一方面可能通过扩大受水面积、拓宽分水岭，腾空地下储水空间引起额外的降水、地表水、外围地下水或人工（灌溉、注水）的补给，其补给增量的大小取决于开采地段的水文地质条件及开采强度。常见的开采补充增量产生的方式可见图 5－2 。

（2）地下水排泄量 $D(t)$

$D(t)$ 属地下水独立水文地质单元（或系统）的输出部分，指天然状态或人工开采

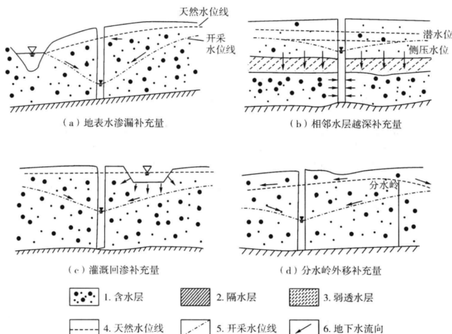


图 5-2　开采条件下，补充增量来源方式示意图

条件下从完整或比较独立的水文地质单元（系统）含水岩组中排出的全部水量（单位为 m^3/d 或 m^3/a）；从动态角度考虑，其量可与补给量、补给增量对应出现，它包括天然排泄量 $D_n(t)$、人工开采量 $Q(t)$ 和开采条件下的排泄减少量 $\Delta D'(t)$。

① 天然排泄量 $D_n(t)$ 一般定义为天然条件下（或现状条件下）正常排出该水文地质单元（系统）的所有水量，如典型的天然泉水，补给地表水的地下分散流，蒸发；排给相邻含水层的绕流及越流等；在现状条件下则包括部分早期的人工引流、抽水、民井用水等。

② 允许开采量 $Q(t)$ 作为资源评价，允许开采量通常指在自然或现状条件下、利用目前技术，在不产生生态环境地质危害（灾害）与不影响相邻地区取水的前提下，能从该水文地质单元获取的最大水量，有的教材也称为最大允许开采量；它不等于实际设计开采量或正式批准的工程实施开采量，设计或工程实施开采量应小于或等于资源评价计算的最大允许开采量，否则将引起严重的环境地质问题。

③ 开采条件下的排泄减少量 $\Delta D'(t)$。在人工开采过程中，由于加大了人工抽水，也就是加大了总体排泄量，从而可能引起天然排泄量（泉水或对地表水补给的分散潜流甚至是附近民用井水等）的减少。在储量计算中动态考虑该部分水量变化是必须的。

(3) 储存量 Q_S 与储存量的变化量 $\frac{dQ_S}{dt}$

地下水储存量 Q_S 一般指含水单元（系统）中地下水在储水体中保存的重力水体积

(m^3)，属地下水独立水文地质单元（或系统）的储存与转换部分。而不是补给量与排泄量的“流量（m^3/a）”单位，就整个储存量而言，它并不全部参与地下水循环或参与补给－排泄过程，真正参与地下水循环或补给－排泄过程的是储存量的变化量$\frac{dQ_S}{dt}$（m^3/a）。

储存量的体积可用以表达下式求取：

$$Q_S = \mu \cdot V \tag{5-4}$$

式中：Q_S——地下水储存（体积）量，m^3；

μ——含水层岩体的给水度，%；

V——潜水含水层体积，m^3。

而承压水为弹性储水量，储存（体积）量表达式为

$$Q_{SS} = \mu^* \cdot F \cdot h \tag{5-5}$$

式中：Q_{SS}——地下水弹性储存（体积）量，m^3；

μ^*——储水（或释水）系数，无量纲；

F——含水体平面展布面积，m^2；

h——承压含水层自顶板算起的压力水头高度，m。

以上三者的关系由（5－2）式系统表达。利用（5－1）式，结合以上各量的分量特征，可得以下细化表达式：

$$Q(t) = [R_d(t) + \Delta R'(t)] - [D_n(t)' - \Delta D'(t)] + \mu F \frac{dh}{dt} \tag{5-6}$$

式中：$R_d(t)$——地下水直接补给量；

$\Delta R'(t)$——地下水开采时的补给增量；

$D_n(t)'$——地下水现状排泄量；

$\Delta D'(t)$——地下水开采时总排泄量的减少量；

$\frac{dh}{dt}$——含水体水头变化速率；

μF——其中μ与F分别代表含水层岩体的给水度与岩层分布面积；μF则为复合参数，定义为单位面积的给水系数，m^2。

理论上如果某一储水盆地或单元达到动态平衡，其直接补给量$R_d(t)$与现状排泄量$D_n(t)'$应该相等，因此（5－6）式可简化为

$$Q(t) = \Delta R'(t) + \Delta D'(t) + \mu F \frac{dh}{dt} \tag{5-7}$$

该式表明：不引起环境问题的允许最大计算开采量$Q(t)$由三部分水量组成，即

① 地下水开采条件下由于含水体疏干空间增大而夺取的额外降水渗透补给或其他水源对其补给，获取的补给增量$\Delta R'(t)$；

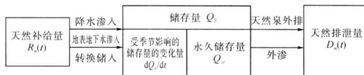
② 地下水开采条件下由于含水体疏干空间增大夺得额外补给的同时，致使泉水排泄量、蒸发量、地下水水平或垂直外泄量减少，获取的外排总量的减少量$\Delta D'(t)$；

③ 开采时在保证生态环境地质不产生不良影响条件下，由于降低水位，获取的极

少部分静储量的变化量$\mu F\frac{dh}{dt}$，该储量一般在枯水期被动用，而在丰水期得到恢复，从而达到新的动态平衡。

以上几大量的关系也可用以下示意框架图表示（图5－3）。

天然条件下地下水系统的“补、储、排”水量转化关系：



开采条件下地下水系统的“补、储、排”水量转化关系

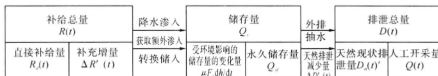


图5－3　“补、储、排”水量关系

从示意图可以看出地下水的永久储存量（静储量）有如水库的死库容，只起着转换、交替的作用，而储存量中的变化量相当于“水库中水位季节变动带中的水”可用于调剂；现状排泄量（包括人工开采量）所需水量，主要来自现状补给量的动态供给，有如发电水库的供水主要来自上游地表水与地下水的汇入，而不是通过消耗库容中的储积水量。也就是说地下水开采主要是获取“补给增量$\Delta R'(t)$”与“天然排泄量的减少量$\Delta D'(t)$”，而通过降低水位，获取的少部分储存量的变化量$\mu F\frac{dh}{dt}$只是权益之策，这部分水通过季节变动是可以恢复的。地下水资源评价必须满足“三量动态转换”基本准则。

（4）两大资源的概念及讨论

在2001年地质出版社出版的《水资源开发与保护》教材（徐恒力、万新南等编著）中认为“三大量分解法”存在严重问题，提出了两分概念，即把地下水资源（量）分为“补给资源”和“储存资源”两类，它们具体定义是：

补给资源是指地下水含水系统从外界获得的，有补给保证的水量，其数量用整个系统补给量的多年平均值来表示，单位为m^3/a。

储存资源是指地下水含水系统在地质历史演化过程中，残留或积存下来的水量，其数量近似等于该系统多年平均最低水位以下重力水的体积，用m^3表示。

该书认为补给资源（量）和储存资源（量）与补给量、储存量是不同的时空概念。前两者是对一个含水系统整体和多年平均状态而言的，是描述地下水资源宏观数量的指标。在天然条件下，它们是相对固定的常量，而在人为活动条件下，则会随水文地质条件的变化而改变。作为地下水资源规划和现状开采总量的控制依据，补给资源和储存资

源的评价不应只进行一次，而要随着人类活动的发展定期进行。

从补给量、储存量两个术语的使用情况看，补给量和储存量没有统一明确的空间限定标准，有时是针对某一含水层或一个水源地，有时则针对一个均衡区。在时间上也无明确的规定，有的用单位时间，有的则以均衡时段为标准。由于存在这种主观的随意性，容易造成概念上的混乱和水量计算的重复。在许多情况下，补给量、储存量和排泄量仅反映含水系统某一局部空间在规定时刻的水量收支关系，无法体现地下水资源的整体性、调节性等基本特征。

本教材认为“二分法”是一种学术探讨，代表了一种学术观点。但如果进行实际操作其难度较大。首先，“含水系统”的概念就比较难把握，因为它可以是一个水文地质单元，也可以是一个流域系统的地下水整体系统。从流域角度来说，它大到“长江流域或黄河流域”，小到支流系统如岷江流域、嘉陵江流域。但以流域划分的地下水系统它也不可能如地表水体那样连续存在，它可能由多个独立的水文地质单元共同组成，从理论上讲“系统”的概念无可非议，但在具体操作或实施计算上则无法实现。

另一难点是“多年平均值”概念，从科学定义来说这不够严谨，因为“多”这一概念在中国人的印象中处于大于1、小于无穷之间，因而这里的“多”是指两年、十年、百年还是千年不得而知，是个含糊定义，因而可操作性可以随意。

再从补给资源与储存资源取值单位来说也不能统一，前者是 m^3/a，后者是 m^3，在量的比较上这两种资源量得不到科学的时空统一，因而不存在数学逻辑关系。其实从两大资源概念本身也体现不了水量（或资源量）的转换关系，更何况“资源”在各种文献中就有不同的见解与表达方式，得不到统一认识，如有的认为全部的地下水都是资源，而有的则认为只有达到量质标准，且在技术上可行、经济上合理，而又不带来环境地质问题的最大可采量才是资源，特别对“可开采量”的评价来说两大资源概念更加显得很难应用，因为以上“资源”的广义或狭义定义上其量相差十分悬殊。

另外从“资源”与“资源量”两概念本身含义也不能随意等同，前者是对某些可被人类利用“物”的泛称，如铁矿、石油、煤、地表水、地下水甚至扩大到信息都可统称“资源”，资源包含“量与质”两方面，而“资源量”重在其“数”的概念，而不考虑其“质”的方面。显然把“资源”等同“资源量”在用词上不够严谨。实际上在《水资源开发与保护》教材的地下水资源量评价（计算）一节中，采用的并不是“两大资源”的概念，而是“三大量”的概念。“两大资源”分类法值得探讨或完善。

5.2　地下水资源量的系统评价

5.2.1　地下水资源量评价的目的及原则

5.2.1.1　地下水资源量的评价目的

地下水资源的评价包括质与量评价，而“量”的评价又包括地下水资源量的计算及以一定量开采条件下对环境影响的判断两个方面。根据美国《Groundwater》教材的定义：地下水资源评价是首先对单井涌水量、含水层产水量、地下水盆地产水量的计算，其次是讨论对地下水环境、地质环境不产生影响（如是否破坏水文循环，是否引起地面

沉降等）的可能的最大取水量。

由此可见地下水资源量评价的目的在于：

① 全面了解地下水资源赋存量；

② 正确确定为满足国民经济发展需要的地下水可采资源量的最大值；

③ 对地下水开采提出开采方式并作出优化设计；

④ 评价与预测进行地下水资源开采时可能引起的环境地质与水文循环问题。

5.2.1.2 地下水资源评价的基本原则

地下资源评价原则在不同的教材中有不同的表述，有的详细、有的粗略，为方便记忆与应用，根据国内外有关研究的表述，其主要原则可概括如下：

(1) 按在水文地质系统（或单元）内能获取最大开采量（或疏水量）的评价原则

即地下水资源评价的目标原则，简称“最大取水原则”或“资源最大利用原则”。对于一个完整的地下水系统，不管是区域性质的水文地质盆地，还是局域水文地质单元，从供水的角度，考虑经济条件与其他客观条件限制，总希望在现有技术条件下尽可能从含水体中取得最大的开采量；从排水的角度来说做到（在矿坑或隧道中）所存在的地下水量的绝大部分或彻底疏干。这里的“最大”不等于含水体本身赋水的最大极限值，而是满足第三条不产生灾害（危害）原则下的最大值。计算最大取水量只是为“设计实际开采量”提供依据。

(2) 按水文循环、动态平衡、“多”水转换、统一评价原则

该原则为地下水评价的技术原则，简称“动态平衡原则”。要满足第一最大取水原则，必须遵循地下水水量与水质的“水文循环与不同水体动态转化”的规律进行计算与评价，如降水、生态水、地表水、地下水之间或地下水与地下水之间的转化都将影响最大允许开采（或疏排）水量的计算，大多教材提到的“以丰补歉”评价准则，也是考虑对某一水源地在枯季强采疏干，在丰水季降水能否更多地转化为地下水，使水位得到恢复，以再次满足下一水文年枯季的疏干式强采的需要，而又不违背“不产生危害”的原则。

(3) 不破坏水文循环、不产生生态环境地质危害（或灾害）的原则

即地下水评价的基础原则，简称“不产生危害原则”，类似于有的教本称的“可持续利用原则”。这是所有评价都必须满足的重要原则，因为如果在前两原则下所确定的最大允许开采量实施开采时，产生了地下水位持续下降或不可恢复、水质恶化、地面沉降，甚至建筑物破坏、植被死亡、海水入侵与沼泽盐渍化等不良现象，则证明所确定的最大允许开采量是不科学的，应该重新计算与评价。最终满足环境影响预评价，环境动态评价与环境回顾评价要求的目标。

以上地下水系统评价三原则相互支持、相互制约，是地下水资源评价不可违背的系统原则，缺一不可。对于矿山开采、地下工程的疏排水的量质评价也应遵循以上原则，略有不同的是，计算地下水疏排水量应取“极大值”，甚至是取历史最大降水条件下可能产生的极大涌水量中的最大值。

5.2.1.3 地下水资源量评价的精度分级

地下水资源量评价的精度取决于前期工作的深度与精度，为此中国从 20 世纪 50 年

代起就开始制定地下水水量评价精度的衡量标准，后经两次修改，于 1994 年由当时的国家矿产储量委员会正式颁布为《地下水资源分类分级标准》(GB15218—94)。该标准把储量评价精度分为 A、B、C、D、E 五个级别。分级依据主要是投入的工作量，它包括：

① 测绘水文地质图的精度；

② 长期观测工作的时间长度与精度；

③ 投入的试验工作量（如单孔抽水或群孔抽水等）；

④ 开展专题研究的程度；

⑤ 采用的水量计算方法等。

其中 A、B、C 级可称为探明储量，D 级为推断储量，E 级为预测储量。以上标准可作为地下水资源评价参考。

A 级储量精度要求：a. 完成了 1∶1 万或 1∶2.5 万的综合水文地质填图与详勘工作；b. 设有正规的系统长观站，具有连续三年或三年以上试采或水位、水量、水质动态观测资料；c. 进行过大型群孔稳定与非稳定抽水试验，建立有完善的地下水渗流场与溶质运移化学场的数学模型；d. 达到了环境预评价与环境动态评价所提出的环境要求。

在有条件的地区还应有 15 年以上大泉的流量和水质观测数据，并具备 30 年以上降雨等水文资料，或有水文地质的专题研究。A 级储量可以作为大型水源地开采、改建、扩建工程设计的依据。

B 级储量精度要求：a. 完成了 1∶1 万或 1∶2.5 万的综合水文地质填图与详勘工作；b. 设有正规的系统长观站，具有一个水文年或更长时间的试采或水位、水量、水质动态观测资料；c. 进行过多孔稳定与非稳定抽水试验，建立有地下水渗流场与溶质运移化学场的数学模型；d. 达到了环境预评价与环境动态评价所提出的环境要求。

在有条件的地区也配有 15 年以上大泉的流量和水质观测数据，并具备 30 年以上降雨等水文资料，或有水文地质的专题研究。B 级储量也可以作为大型水源地开采、改建、扩建工程设计的依据。

C 级储量精度要求：a. 完成了 1∶2.5 万或 1∶5 万的综合水文地质填图与相应的勘探、试验工作；b. 设有比较实用的长观站，具有一年左右时间的水位、水量、水质动态观测资料；c. 进行过简单抽水试验，进行过稳定流计算；d. 达到了环境预评价所提出的环境要求。

收集有相关泉流、民用井，有一定时间系列的降雨或水文信息资料。C 级储量可以作为城镇、厂矿供水总体规划或县级农牧业地下水分散开发利用的依据。

D 级储量精度要求：a. 完成了 1∶5 万或 1∶10 万的水文地质填图与简单的勘探、试验与采样工作；b. 对一些关键水文地质点具有专门的观测研究，收集有一定量的水文气象、地下水水位、水量、水质动态观测资料；c. 利用水均衡原理初步计算了地下水储量；d. 进行过环境预评价。D 级储量可以作为为省、市、自治区和地、市一级政府制定农业区划或水利建设工业布局等规划的依据。

E 级储量精度要求：a. 完成了 1∶20 万的水文地质普查填图与简易的勘探、试验

与采样工作；b. 对一些重点水文地质点具有专门的访问与记录，收集有一定量的水文气象、地下水水位、水量、水质动态观测资料；c. 利用比拟法、水均衡法等经验公式初步估算了地下水储量；d. 对环境影响有初步评价。E级储量可以作为全国或大区远景规划、农业区划的依据，也可作为编制供水水文地质普查设计的依据。

以上精度分级并不十分严谨，只能作为评价精度判别的定性标准。使用时注意参考国家与世界有关技术标准。

5.2.1.4 地下水资源评价类型及要求

（1）评价类型

根据评价所涉范围，地下水资源评价可分为区域评价与局域评价两大类。这两类评价大同小异，其关键不同在于区域评价重在整体性，目标是为国民经济规划提供控制性指标，具有抽象性；而局域或某水文地质单元，甚至是某水源地的评价目标在于“开发利用”，具有“实施的可行性”，其储量评价精度至少是C级以上，甚至达到A级储量。无论是区域评价还是局域评价都需要充分的科学根据与可操作性的实施方案。局域地下水资源评价往往建立在区域地下水资源评价基础之上，因而两者具有互补性，也有约束性。其评价手段与方法基本相同，可根据资料收集情况、实验数据采集情况与投入的工作量而采用相应的计算方法，并进行系统评价。

另外，地下水资源评价具有社会性，除受水文地质条件制约外，它还受文明条件、经济条件、环境条件与技术条件的制约。因而，地下水资源的评价结果总打有时空与历史的烙印。

（2）评价要求

地下水资源评价应注意两方面，首先，在量质评价顺序方面，一般先完成质的评价，因为从开采利用角度考虑，如果质不能达标，量的评价就无需开展，但对疏排水来说，质的评价就不重要了，关键是量的评价，因为生产单位重点关心的是需排的水量是多少，但随着环境保护意识的加强，其质的问题也必须得到重视。因而在现条件下，必须同样重视地下水资源的量质问题，进行系统评价，缺一不可。

另一方面在量的评价方面，除了选择有效的计算方法对地下水资源“最大允许开采量$Q(t)$”进行准确计算外，还必须考虑实际“准开采量$Q_P(t)$”的大小；前者是理论上的“量值”，后者是实际批准开采的“量值”。这两者的确定取决“三量动态转化”关系，需进行科学决断。

根据方程（5－7）和图（5－3）知，地下水最大允许开采量的取值关键在于补给增量$\Delta R'(t)$与外排总量的减少量$\Delta D'(t)$的大小，其次则取决于在不产生环境地质危害（灾害）条件下，动用地下水储存量时其地下水位降幅h的大小，降幅太小，不能满足取水要求，降幅太大可能产生不可修复的危害。因此决定h值的大小，实际上是决定暂时动用储存量中的变化量$\mu F\dfrac{dh}{dt}$的大小。该储量如果在枯水期被抽取消耗，它必须在丰水期能得到有效恢复，而达到新的动态平衡。正如地表发电水库，如果枯季发电动用了一定库容，在丰水期这部分库容必须得到恢复，否则该发电水库设计将是失败的。因而在评价中地下含水层中的储存量到底动用多少是计算的关键，也是评价的关键。一般

评价中的设计开采量或准开采量 $Q_p(t)$ 小于或等于最大允许开采量 $Q(t)$。

目前，地下水资源量评价所用计算方法很多，常规评价方法有经验法（如补偿疏干法、水位削减法、开采强度法、径流模数法等）；数理统计法（相关法、时间系列法、信息预报法）；渗流理论建模法（可用解析法、数值法、有限元法求解）等。

5.2.2　经验计算法

5.2.2.1　补偿疏干法

（1）适用条件

补偿疏干法适用于局域水资源评价，主要针对含水层分布范围有限、降水季节的枯丰明显、地下水储存量较大、具有可观的调节功能、地下水量较为短缺的水文地质单元或水源地。特别是地下水补给时空分配不均的北方地区，如季节性河谷地区、构造断块岩溶发育地区。这些地区由于地下水常年补给不足且分配不均，按常规计算天然补给量方法进行评价时，容易得出“可开采量”贫乏的结论。因此，在上述地区进行地下水评价时，应充分考虑利用最大可恢复的调节储量或储量变化量（$\mu F\frac{dh}{dt}$）进行评价。其基本评价思想是：在一个完整的水文年，在旱季进行适当的疏干性强采以腾出储水空间即预留 $-\mu F\frac{dh}{dt}$ 值，而在雨季，不仅满足地下水的继续开采，而且其已疏干的空间能通过降雨的下渗进行回补，获取 $+\mu F\frac{dh}{dt}$ 值；这就是“以丰补欠”的动态平衡评价原则。这种评价方法简称“补偿疏干法”。

用这种方法评价时必须符合两个条件：一是旱季通过扩大降落漏斗或下降水位所获取的“部分永久储存量（$-\mu F\frac{dh}{dt}$）值”能够满足枯季开采；二是雨季的补给量除了继续满足正常开采外，其补给增量能把旱季借用（$-\mu F\frac{dh}{dt}$）值，全部补偿回来。该方法最大的优点是无需对该地区水文地质条件与参数研究得十分清楚。

（2）评价步骤

先计算旱季开采量、雨季补给量，然后对比最大允许开采量与设计开采量，最终决定准开采量。

① 旱季的开采量计算：

根据方程（5－7），旱季的开采抽水，只消耗静储量，不能获得方程右边的前两项，即补给增量 $\Delta R'(t)$ 与外排总量的减少量 $\Delta D'(t)$，因而方程（5－7）简化为

$$Q_d(t)=\mu F\frac{\Delta h}{\Delta t} \tag{5-8}$$

由此可求出复合参数 μF：

$$\mu F=Q_d(t)\frac{\Delta t}{\Delta h}$$

或

$$\mu F=Q_d(t)\frac{t_1-t_0}{h_1-h_0} \tag{5-9}$$

式中：μF——复合参数，μ 给水度、F 降落漏斗面积，相当于含水体“面储存量”（单位为 m^2），称单位储存量，一般视为常量，如果不是常量，则可取平均值；

$Q_d(t)$ ——旱季试验抽水量，m^3/d；

Δt、Δh——旱季抽水经历的时间（d）与对应的水位下降值（m）。

t_0——对应于水位降深 h_0 的时刻，从该时刻，水位从 h_0 开始平稳下降，即获取永久储量开始时刻水位值与永久储量临界水位值。

t_1——对应于水位 h_1 的时刻，从该时刻、水位从 h_1 开始稳定，即获取永久储量结束时刻与对应的所疏干永久储量的最底水位降深值。

从（5－9）式求得 μF 值后，则可根据需水单位提出的要求，以及含水层厚度、取水设备的抽水能力所确定的“最大设计降深 h_{max}”值、整个旱季所延续的时间 t_d，利用（5－8）式计算旱季的开采量 $Q_d(t)$，即

$$Q_d(t) = \mu F \frac{h_{max} - h_0}{t_d} \tag{5-10}$$

式中：h_0——开采抽水初始等幅下降时井中的水位降深（m），可根据地下水动力学的有关公式确定开始等幅下降的时间。

② 计算雨季补给量：

含水层获取雨季补给量除了保证雨季的开采，甚至雨季加大开采外，其补给增量将通过地下水位回升、用于疏干部分的永久储存量恢复。因此雨季所获“补给量$R_{ra}(t)$”等于雨季抽水量 $Q_r(t)$ 与该时间段的补给增量之和，即

$$R_{ra}(t) = \mu F' \frac{\Delta h'}{\Delta t'} + Q_r(t) \tag{5-11}$$

式中：$\mu F'$——水位回升时的“面储存量”，可以近似认为与水位下降时的“面储存量”相同；

$\frac{\Delta h'}{\Delta t'}$——水位回升速率（m/d），可以根据旱季抽水试验资料求得，它与“面储存量”之积，则为雨季补给增量；

$Q_r(t)$ ——雨季抽水试验的抽水量，m^3/d。

③ 评价“允许开采量 $Q_p(t)$”：

首先设地下水一个水文年中在雨季接受补给的时间为 T_r，则补给总量的体积 V_R 等于$R_{ra}(t)$ 与 T_r 之积，即

$$V_R = R_{ra}(t) \cdot T_r \cdot \gamma \tag{5-12}$$

式中，γ 为安全系数，可取 0～1 之间的任何值，一般取 0.7～0.8 较宜。

然后把补给的总水量 V_R 分配到全年（365 天），换算为每天（包括旱季）所能获的补给量 $R(t)$，即以（5－11）式代入（5－12）式，且方程两边同时除以 365 天，可得下式：

$$R(t) = [\mu' F \frac{\Delta h'}{\Delta t'} + Q_r(t)] \cdot \frac{T_r \cdot \gamma}{365} \tag{5-13}$$

评价中只需比较旱季每天最大开采量与换算的每天补给值，则可确定实际允许开采

量 $Q_p(t)$。

如果 $R(t) \geqslant Q_d(t)$，则取实际准开采量

$$Q_p(t) = Q_d(t);$$

如果 $R(t) < Q_d(t)$，则取实际准开采量

$$Q_p(t) = R(t)。$$

抽水试验实例：图 5－4 是面积可达 10 km² 某地下水源地的地下水开采过程线，其补给主要来自季节性河水渗漏与降水渗入。

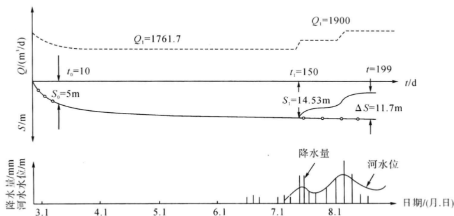


图 5－4　某水源地旱季抽水及雨季恢复水位变化线

抽水试验从旱季始（t_0）一直延续至旱季终雨季初（t_1），平均旱季时间 $t_d=253$ 天，雨季补给时间 $t_r=112$ 天。综合考虑设计允许最大降深 $S_{\max}=23$ m，根据"补偿疏干法"评价原理，完全可以对该设计最大降深及应采用的抽水量 Q 作出评价（具体评价由读者自己完成）。

如果一个水源地没有天然或人工排水量（$D_n(t)=0$），只有抽水开采量 $Q(t)$、从各个途经获得的补给量 $R(t)$、以及水位变动引起的储存量的变化量，因 $\mathrm{d}S=\mu F \cdot \mathrm{d}h$，则可把（5－1）式：

$$Q(t) = R(t) - D_n(t) + \frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}t}$$

改写为

$$Q(t) - R(t) = \mu F \frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}t} \tag{5－14}$$

这样就可通过两次不同流量的抽水及其它们的水位下降速度 $\frac{\Delta h_1}{\Delta t_1}$、$\frac{\Delta h_2}{\Delta t_2}$，根据（5－14）式建立以 $R(t)$ 及 μF 为变量的数学方程组，进行代数方程求解，则可求得两个变量值；当然也可采用多次抽水，然后进行平均、选择有代表性的两组数据建立二元一次代数方程组求出 $R(t)$ 及 μF 值，进行地下水资源评价。此方法也称开采试验法（见 5－15 联立式）。

$$\left.\begin{aligned}Q_1(t) &= R(t) + \mu F\frac{\Delta h_1}{\Delta t_1}\\Q_2(t) &= R(t) + \mu F\frac{\Delta h_2}{\Delta t_2}\end{aligned}\right\}\qquad(5-15)$$

5.2.2.2 水位削减法

（1）适用条件

适用条件是针对探采结合试验，孔较少、补给量大于开采量、水文地质参数难以获取的水文地质单元。属半经验法，有时可直接用裘布衣公式代替。此方法所求允许开采量较可靠，但抽水时间长（几个月），花费大。

（2）前提条件

属承压稳定流，其涌水量大小与降深成正比，并呈直线关系。

（3）基本原理

干扰井群抽水试验目的就是求各孔的水文地质参数，然后利用所求参数根据迭加原理去计算水量和降深。若所求参数误差较大，则计算结果的误差可能更大。因此直接通过两井或多井抽水对它井产生的干扰水位降（或称水位削减值）来计算流量与降深，其结果可能比常规干扰抽水试验法更为简单与精确，这就是水位削减法。

设 1 号井单独抽水量为 Q_1，水位降深为 s_1，1 号井单独抽水对 2 号井的水位削减值为 t_2；2 号井单独抽水量为 Q_2，水位降深为 s_2，其对 1 号井的水位削减值为 t_1。如果两井同时抽水，两井水位降深仍保持 s_1，和 s_2，则各井抽水量不同于单井，它们分别为 Q_1'和 Q_2'，其水位削减值也不同于单独抽水，它们的有效干扰水位削减值为 t_1'和 t_2'，见（图 5－5）与表 5－1。

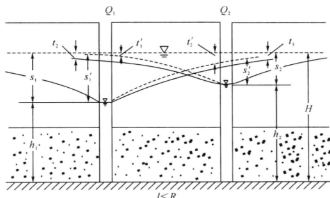


图 5－5　两承压井抽水的水位削减示意图（实线单独抽水、虚线干扰抽水）

表 5－1　水位削减统计表

井号	单独抽水量	水位降	水位削减	干扰抽水量	干扰水位削减/降深
1 号井	Q_1	s_1	t_2	Q_1'	t_2'/s_1'
2 号井	Q_2	s_2	t_1	Q_2'	t_1'/s_2'

根据“属承压稳定流，其涌水量大小与降深成正比，并呈直线关系”的假设，两井同时抽水产生干扰下的各井涌水量与单独抽水的流量、水位降、干扰水位削减值之间的关系可表达为

$$Q_1' = Q_1 \cdot \frac{s_1'}{s_1} = \frac{Q_1}{s_1} \cdot (s_1 - t_1') \tag{5-16}$$

$$Q_2' = Q_2 \cdot \frac{s_2'}{s_2} = \frac{Q_2}{s_2} \cdot (s_2 - t_2') \tag{5-17}$$

或

$$\left.\begin{aligned} Q_1' &= Q_1 \cdot (1 - \alpha_1) \\ Q_2' &= Q_2 \cdot (1 - \alpha_2) \end{aligned}\right\} \tag{5-18}$$

其中

$$\left.\begin{aligned} t_1' &= t_1 \cdot \frac{s_1 \cdot (s_2 - t_2)}{s_1 \cdot s_2 - t_1 \cdot t_2} \\ t_2' &= t_2 \cdot \frac{s_2 \cdot (s_1 - t_1)}{s_1 \cdot s_2 - t_1 \cdot t_2} \end{aligned}\right\} \tag{5-19}$$

$$\left.\begin{aligned} \alpha_1 &= \frac{Q_1 - Q_1'}{Q_1} = \frac{t_1'}{s_1} \\ \alpha_2 &= \frac{Q_2 - Q_2'}{Q_2} = \frac{t_2'}{s_2} \end{aligned}\right\} \tag{5-20}$$

式中：α_1，α_2 分别为 1 号井及 2 号井出水量的减少系数。

当两个井结构相同且降深 s_1、s_2 接近或相等时，即 $s_1 = s_2 = s$，则干扰削减值可简化表达为

$$\left.\begin{aligned} t_1' &= t_1 \cdot \frac{s}{s + t_1} \\ t_2' &= t_2 \cdot \frac{s}{s + t_2} \end{aligned}\right\} \tag{5-21}$$

如果把以上两井干扰抽水推广到更多井的干扰抽水，也可仿以上原理进行计算。对任意分布的 n 个井，当它们分别单独抽水时，对第 i 号井所产生的水位削减值的总和应该是

$$\sum t_i = t_{i1} + t_{i2} + t_{i3} + \cdots + t_{i(n-1)} \tag{5-22}$$

式中：$t_{i(n-1)}$——第 $n-1$ 口井单独抽水对第 i 口井产生的水位降。

显然，当 n 个井同时抽水时，对第 i 号井所实际产生的有效削减值 $\sum t_i'$ 显然小于 $\sum t_i$。如果 n 个井的水位降不同，需建立 n 个方程，再求 n 个解，计算比较复杂。但在供水中常见的开采井群的结构和设计降深都是相等的，即 $s_1 = s_2 = s_n$，因此有效削减

值为

$$\sum t_i' = \sum t_i \cdot \frac{s}{s + \sum t_i} \tag{5-23}$$

若出水量减少系数为

$$\alpha_1 = \frac{\sum t_i}{s + \sum t_i} \tag{5-24}$$

第 i 号井的干扰出水量应为

$$Q_i' = \frac{Q_i}{s_i} \cdot (s_i - \sum t_i')$$

或

$$Q_i' = Q_i \cdot (1 - \sum \alpha_i') \tag{5-25}$$

对潜水含水层的干扰井涌水量公式的推导较为复杂。以两口潜水井为例，其降深相同的干扰抽水量可表为

$$Q' = Q \cdot \frac{(2H - s - t')}{(2H - s) \cdot s} \tag{5-26}$$

据上式可计算每口干扰井的出水量，作和、即为全区总的干扰开采量。上式中的有效水位削减值 t'，仍可参照承压井计算原理求得。

水位削减法应用的重要影响因素是干扰井群的合理布局、井距的科学确定，因而它可根据水源地的具体条件、不同方案的试算、与技术经济条件进行设计安排。

5.2.2.3 开采强度法

（1）适用条件

一般应用于开采面积大，含水体相对厚且均质，同时又无法了解具体水文地质边界条件与取得含水体水文地质参数的地区，大多在北方松散堆积孔隙或裂隙含水地段，包括新疆石河子类似供水区，井数很多、井位分散、采用开采强度法进行地下水资源评价比较简便易行。而在南方基岩区应用则不宜。

（2）评价基本步骤与原理

对某一井位布设较均匀且其各井抽水量大体相近的区块，概化为规则的矩形或圆形开采区，换算该区开采强度（即总开采量/总地下水补给面积，称为单位面积上的开采量）。进而建立开采强度 ε 与水位 s 的关系式，评价符合设计降深的开采量。

下面，以无界承压含水层中的矩形开采区为例，讨论开采强度法的原理（见图5－6）。

在矩形开采区内，以（ξ，η）点为中心，取一微分面积 $dF = d\xi \cdot d\eta$，并把它看成开采量为 dQ 的一个点井。围绕点井开采区将形成非稳定水位降，对任一点 $A(x, y)$ 引起的水位降 ds，可用点函数表达：

$$ds = \frac{dQ}{4\pi T} \cdot \int_0^t \frac{e^{-\frac{r^2}{4a\tau}}}{\tau} \cdot d\tau \tag{5-27}$$

式中：T——导水系数；

a——导压系数；

t——时间；

r——点井到 $A(x, y)$ 点的距离。

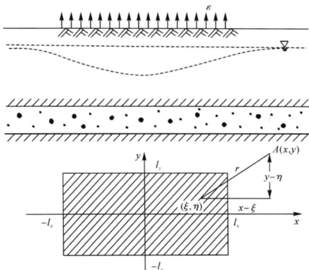


图 5－6　概化的矩形开采区示意图

由图 5－6 知

$$r^2 = (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2$$

如设开采强度为 ε，则有

$$dQ = \varepsilon \cdot d\xi \cdot d\eta$$

同时置换

$$T = a \cdot \mu_e$$

式中：μ_e——弹性储水系数。

把这些关系式代入点函数方程，并在矩形区内积分，可得 A 点总水位降：

$$S(x,y,t) = \frac{\varepsilon}{4\mu_e \cdot a} \cdot \int_0^t \left(\int_{-l_x}^{l_x} \frac{e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a\tau}}}{\sqrt{\pi \cdot \tau}} \cdot d\xi \cdot \int_{-l_y}^{l_y} \frac{e^{-\frac{(y-\eta)^2}{4a\tau}}}{\sqrt{\pi \cdot \tau}} \cdot d\eta \right) \cdot d\tau \quad (5-28)$$

对 ξ 和 η 做变量代换，则得降深与开采强度关系式：

$$S(x,y,t) = \frac{\varepsilon \cdot t}{4\mu_e} \cdot [S^*(\alpha_1,\beta_1) + S^*(\alpha_1,\beta_2) + S^*(\alpha_2,\beta_1) + S^*(\alpha_2,\beta_2)] \quad (5-29)$$

式中：

$$\alpha_1 = \frac{l_x - x}{2\sqrt{at}},\ \alpha_2 = \frac{l_x + x}{2\sqrt{at}},\ \beta_1 = \frac{l_y - y}{2\sqrt{at}},\ \beta_2 = \frac{l_y + y}{2\sqrt{at}}$$

$$S^*(\alpha,\beta) = \int_0^1 \text{erf}\frac{\alpha}{\sqrt{\tau}} \cdot \text{erf}\frac{\beta}{\sqrt{\tau}} \cdot d\tau$$

系数 $S^*(\alpha, \beta)$ 有现成的表格可查（见表 5－2）。

表 5－2　矩形面井函数表 $S^*(\alpha,\beta)=\int_0^1 \operatorname{erf}\frac{\alpha}{\sqrt{\tau}}\cdot\operatorname{erf}\frac{\beta}{\sqrt{\tau}}\cdot d\tau$（据汉图什）

α \ β	0.02	0.04	0.06	0.08	0.10	0.14	0.18	0.22	0.26	0.30	0.34
0.02	0.0041	0.0073	0.0101	0.0125	0.0146	0.0184	0.0216	0.0243	0.0267	0.0288	0.0306
0.04	0.0073	0.0135	0.0188	0.0236	0.0278	0.0353	0.0416	0.0470	0.0518	0.0559	0.0596
0.06	0.0101	0.0188	0.0266	0.0335	0.0398	0.0509	0.0602	0.0684	0.0754	0.0817	0.0871
0.08	0.0125	0.0236	0.0335	0.0425	0.0508	0.0625	0.0776	0.0884	0.0978	0.1060	0.1133
0.10	0.0146	0.0278	0.0398	0.0508	0.0608	0.0786	0.0939	0.1072	0.1188	0.1290	0.1381
0.14	0.0184	0.0355	0.0509	0.0652	0.0786	0.1025	0.1232	0.1414	0.1573	0.1714	0.1839
0.18	0.0216	0.0416	0.062	0.0776	0.0939	0.1232	0.1490	0.1716	0.1916	0.2029	0.2251
0.22	0.0245	0.0470	0.0684	0.0884	0.1072	0.1413	0.1716	0.1984	0.2222	0.2433	0.2651
0.26	0.0267	0.0518	0.0754	0.0987	0.1188	0.1573	0.1916	0.2222	0.2494	0.2737	0.2954
0.30	0.0288	0.0599	0.0817	0.1060	0.1290	0.1714	0.2094	0.2433	0.2737	0.3009	0.3252
0.34	0.0306	0.0596	0.0871	0.1133	0.1381	0.1839	0.2251	0.2621	0.2954	0.3252	0.3520
0.38	0.0322	0.0628	0.0920	0.1197	0.1461	0.1949	0.2391	0.2789	0.3147	0.3470	0.3761
0.42	0.0377	0.0657	0.0963	0.1254	0.1532	0.2048	0.2515	0.2938	0.3320	0.3665	0.3976
0.46	0.0349	0.0683	0.1001	0.1305	0.1595	0.2135	0.2626	0.3071	0.3474	0.3839	0.4169
0.50	0.0361	0.0705	0.1035	0.1350	0.1650	0.2212	0.2724	0.3189	0.3612	0.3995	0.4341
0.54	0.0371	0.0725	0.1065	0.1389	0.1700	0.2281	0.2812	0.3295	0.3735	0.4134	0.4495
0.58	0.0380	0.0743	0.1091	0.1425	0.1744	0.2343	0.2890	0.3389	0.3844	0.4257	0.4633
0.62	0.0378	0.0759	0.1115	0.1456	0.1783	0.2397	0.2959	0.3472	0.3941	0.4368	0.4756
0.66	0.0394	0.0773	0.1136	0.1484	0.1818	0.2445	0.3020	0.3547	0.4027	0.4466	0.4865
0.70	0.0401	0.0785	0.1154	0.1509	0.1849	0.2488	0.3075	0.3612	0.4104	0.4553	0.4962
0.74	0.0406	0.0796	0.1171	0.1531	0.1876	0.2526	0.3123	0.3671	0.4172	0.4630	0.5048
0.78	0.0411	0.0806	0.1185	0.1550	0.1900	0.2559	0.1366	0.3722	0.4232	0.4699	0.5125
0.82	0.0415	0.0814	0.1198	0.1567	0.1921	0.2586	0.3203	0.3768	0.4286	0.4760	0.5192
0.86	0.2419	0.0822	0.1209	0.1582	0.1940	0.2615	0.3237	0.3808	0.4333	0.4813	0.5252
0.90	0.0422	0.0828	0.1219	0.1595	0.1957	0.2638	0.3266	0.3844	0.4374	0.4860	0.5305
0.94	0.0425	0.0834	0.1228	0.1607	0.1971	0.2658	0.3292	0.3875	0.4411	0.4902	0.5351
0.98	0.0428	0.0839	0.1236	0.1317	0.1894	0.2676	0.3314	0.3902	0.4442	0.4938	0.5392
1.00	0.0429	0.0842	0.1239	0.1622	0.1990	0.2684	0.3324	0.3914	0.4457	0.4955	0.5410
1.20	0.0437	0.0858	0.1263	0.1654	0.2030	0.2740	0.3396	0.4001	0.4558	0.5070	0.5540
1.40	0.0444	0.0866	0.1275	0.1669	0.2049	0.2726	0.3431	0.4043	0.4608	0.5127	0.5603
1.80	0.0444	0.0871	0.1283	0.1680	0.2062	0.2785	0.3451	0.4071	0.4641	0.5165	0.5645
2.00	0.0444	0.0871	0.1284	0.1681	0.2064	0.2787	0.3457	0.4075	0.4645	0.5169	0.5651
2.20	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2065	0.2788	0.3458	0.4076	0.4646	0.5171	0.5653
2.50	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2065	0.2788	0.3458	0.4077	0.4647	0.5172	0.5653
3.00	0.0444	0.0872	0.1284	0.1682	0.2665	0.2789	0.3458	0.4077	0.4647	0.5172	0.5654

续表 5－2

β / α	0.38	0.42	0.46	0.50	0.54	0.58	0.62	0.66	0.70	0.74	0.78	0.82
0.02	0.0322	0.0337	0.349	0.0361	0.0371	0.0380	0.0387	0.0394	0.0401	0.0406	0.0411	0.0415
0.04	0.0628	0.0657	0.0683	0.0705	0.0725	0.0743	0.0759	0.0773	0.0785	0.0796	0.0806	0.0814
0.06	0.0920	0.0963	0.1001	0.1035	0.1065	0.1091	0.1115	0.1136	0.1154	0.1171	0.1185	0.1198
0.08	0.1197	0.1254	0.1305	0.1350	0.1389	0.1425	0.1456	0.1484	0.1509	0.1531	0.1550	0.1567
0.10	0.1461	0.1532	0.1595	0.1650	0.1700	0.1744	0.1783	0.1818	0.1849	0.1876	0.1900	0.1921
0.14	0.1949	0.2048	0.2135	0.2212	0.2281	0.2343	0.2397	0.2445	0.2488	0.2526	0.2559	0.2589
0.18	0.2391	0.2515	0.2626	0.2724	0.2812	0.2890	0.2959	0.3020	0.3075	0.3123	0.1366	0.3203
0.22	0.2789	0.2938	0.3071	0.3198	0.3295	0.3389	0.3472	0.3547	0.3612	0.3671	0.3722	0.3768
0.26	0.3147	0.3320	0.3474	0.3612	0.3735	0.3844	0.3941	1.4027	0.4104	0.4172	0.4232	0.4286
0.30	0.3470	0.3665	0.3839	0.3995	0.4134	0.4257	0.4368	0.4466	0.4553	0.4630	0.4699	0.4760
0.34	0.3761	0.3976	0.4169	0.4341	0.4495	0.4633	0.4756	0.4865	0.4962	0.5048	0.5125	0.5192
0.38	0.4022	0.1256	0.4466	0.4654	0.4826	0.4973	0.5108	0.5227	0.5334	0.5429	0.5513	0.5587
0.42	0.4256	0.4508	0.4737	0.4937	0.5119	0.5281	0.5427	0.5556	0.5672	0.5774	0.5865	0.5946
0.46	0.4466	0.4734	0.4975	0.5191	0.5385	0.5559	0.5715	0.5854	0.5977	0.6087	0.6185	0.6272
0.50	0.4654	0.4937	0.5191	0.5420	0.5626	0.5810	0.5975	0.6122	0.6254	0.6671	0.6175	0.6567
0.54	0.4832	0.5119	0.5385	0.5626	0.5842	0.6036	0.6209	0.6364	0.6503	0.6627	0.6736	0.6834
0.58	0.4973	0.5281	0.5559	0.5810	0.6036	0.6238	0.6420	0.6582	0.6728	0.6957	0.6782	0.7074
0.62	0.5108	0.5127	0.5719	0.5975	0.6209	0.6420	0.6609	0.4778	0.6929	0.7064	0.7184	0.7291
0.66	0.5227	0.5556	0.5854	0.6122	0.6364	0.6582	0.6778	0.6952	0.7110	0.7250	0.7375	0.7486
0.70	0.5224	0.5672	0.5977	0.6254	0.6503	0.6728	0.6929	0.7110	0.7272	0.7417	0.7546	0.7660
0.74	0.5429	0.5774	0.6087	0.6371	0.6627	0.6857	0.7064	0.7250	0.7417	0.7566	0.7698	0.7816
0.78	0.5513	0.5865	0.6185	0.6475	0.6736	0.6972	0.7184	0.7375	0.7546	0.7698	0.7834	0.7956
0.82	0.5587	0.5946	0.6272	0.6567	0.6834	0.7074	0.7291	0.7686	0.7660	0.7816	0.7956	0.8080
0.86	0.5653	0.6017	0.6948	0.6648	0.6920	0.7165	0.7386	0.7584	0.7762	0.7921	0.8063	0.8190
0.90	0.5711	0.6080	0.6416	0.6721	0.6996	0.7245	0.7468	0.7671	0.7852	0.8014	0.8159	0.8288
0.94	0.5762	0.6136	0.6476	0.6784	0.7063	0.7316	0.7543	0.7748	0.7932	0.8096	0.8243	0.8374
0.98	0.5807	0.6184	0.6528	0.6840	0.7123	0.7378	0.7608	0.7816	0.8002	0.8168	0.8317	0.8450
1.00	0.5827	0.6206	0.6552	0.6865	0.7150	0.7506	0.7638	0.7846	0.8034	0.8201	0.8351	0.8485
1.20	0.5969	0.6362	0.6719	0.7044	0.7339	0.7605	0.7846	0.8064	0.8259	0.8434	0.8591	0.8731
1.40	0.6039	0.6438	0.6801	0.7132	0.7632	0.7704	0.7949	0.8171	0.8370	0.8549	0.8710	0.8853
1.80	0.6086	0.6489	0.6856	0.7190	0.7494	0.7769	0.8018	0.8243	0.8445	0.8627	0.8789	0.8935
2.00	0.6092	0.6495	0.6863	0.7198	0.7502	0.7778	0.8027	0.8252	0.8454	0.8636	0.8799	0.8945
2.20	0.6094	0.6497	0.6865	0.7200	0.7505	0.7781	0.8030	0.8255	0.8458	0.8640	0.8803	0.8949
2.50	0.6095	0.6498	0.6867	0.7202	0.7506	0.7782	0.8032	0.8257	0.8460	0.8642	0.8805	0.8951
3.00	0.6095	0.6499	0.6867	0.7202	0.7506	0.7782	0.8032	0.8257	0.8460	0.8642	0.8805	0.8951

续表 5－2

α \ β	0.86	0.90	0.94	0.98	1.00	1.20	1.40	0.80	2.00	2.20	2.50	3.00
0.02	0.0419	0.422	0.0425	0.0428	0.0429	0.0437	0.441	0.0444	0.0444	0.0444	0.0444	0.0444
0.04	0.0822	0.0828	0.0834	0.0839	0.0842	0.0858	0.0866	0.0871	0.0871	0.0872	0.0872	0.0872
0.06	0.1209	0.1219	0.1228	0.1236	0.1239	0.1263	0.1275	0.1283	0.1284	0.1284	0.1284	0.1284
0.08	0.1582	0.1595	0.1607	0.1617	0.1622	0.1654	0.1669	0.1680	0.1681	0.1682	0.1682	0.1682
0.10	0.1940	0.1957	0.1971	0.1984	0.1990	0.2030	0.2049	0.2062	0.2064	0.2065	0.2065	0.2065
0.14	0.2615	0.2638	0.2658	0.2676	0.2681	0.2740	0.2767	0.2785	0.2787	0.2788	0.2788	0.2789
0.18	0.3237	0.3266	0.3292	0.3314	0.3324	0.3396	0.3431	0.3454	0.3457	0.3458	0.3458	0.3458
0.22	0.3808	0.3844	0.3875	0.3902	0.3914	0.4001	0.4043	0.4071	0.4075	0.4076	0.4077	0.4077
0.26	0.4333	0.4374	0.4411	0.4442	0.4457	0.4558	0.4608	0.4641	0.4645	0.4646	0.4647	0.4647
0.30	0.4813	0.4860	0.4902	0.4938	0.4955	0.5070	0.5127	0.5165	0.5168	0.5171	0.5172	0.5172
0.34	0.5252	0.5305	0.5351	0.5392	0.5410	0.5540	0.5603	0.5645	0.5651	0.5653	0.5653	0.5654
0.38	0.5653	0.5711	0.5762	0.5807	0.5827	0.5969	0.6039	0.6086	0.6092	0.6094	0.6095	0.6095
0.42	0.6017	0.6080	0.6136	0.6184	0.6206	0.6362	0.6438	0.6489	0.6495	0.6497	0.6498	0.6499
0.46	0.6348	0.6416	0.6476	0.6528	0.6552	0.6719	0.6801	0.6856	0.6863	0.6865	0.6867	0.6867
0.50	0.6648	0.6721	0.6784	0.6840	0.6865	0.7044	0.7132	0.7190	0.7198	0.7200	0.7202	0.7202
0.54	0.6920	0.6996	0.7063	0.7123	0.7165	0.7339	0.7432	0.7494	0.7502	0.7505	0.7506	0.7506
0.58	0.7165	0.7245	0.7316	0.7378	0.7406	0.7605	0.7704	0.7769	0.7778	0.7781	0.7782	0.7782
0.62	0.7386	0.7469	0.7543	0.7608	0.7638	0.7846	0.7949	0.8018	0.8027	0.8030	0.8032	0.8032
0.66	0.7584	0.7671	0.7748	0.7816	0.7846	0.8064	0.8171	0.8243	0.8252	0.8255	0.8257	0.8257
0.70	0.7762	0.7852	0.7932	0.8002	0.8034	0.8259	0.8370	0.8445	0.8454	0.8458	0.8460	0.8460
0.74	0.7921	0.8014	0.8096	0.8168	0.8201	0.8434	0.8549	0.8627	0.8636	0.8640	0.8642	0.8642
0.78	0.8063	0.8159	0.8243	0.8319	0.8351	0.8591	0.8710	0.8789	0.8799	0.8803	0.8805	0.8805
0.82	0.8190	0.8288	0.8374	0.8450	0.8485	0.8731	0.8853	0.08935	0.8945	0.8949	0.8951	0.8951
0.86	0.8302	0.8402	0.8491	0.8569	0.8604	0.8855	0.8980	0.9065	0.9075	0.9019	0.9081	0.9081
0.90	0.8402	0.8504	0.8594	0.8674	0.8710	0.8966	0.9094	0.9180	0.9191	0.9195	0.9197	0.9197
0.94	0.8491	0.8594	0.8686	0.8767	0.8803	0.9064	0.9195	0.9282	0.9294	0.9298	0.9300	0.9300
0.98	0.8569	0.8674	0.8767	0.8849	0.8886	0.9151	0.9284	0.9373	0.9384	0.9389	0.9391	0.9391
1.00	0.8604	0.8710	0.8803	0.8886	0.8924	0.9191	0.9324	0.9414	0.9426	0.9430	0.9432	0.9433
1.20	0.8855	0.8966	0.9064	0.9151	0.9194	0.9472	0.9614	0.9709	0.9722	0.9726	0.9728	0.9729
1.40	0.8980	0.9094	0.9195	0.9284	0.9324	0.9614	0.9759	0.9858	0.9871	0.9875	0.9878	0.9878
1.80	0.9065	0.9180	0.9282	0.9373	0.9414	0.9709	0.9858	0.9959	0.9972	0.9977	0.9979	0.9980
2.00	0.9075	0.9191	0.9294	0.9384	0.9426	0.9722	0.9871	0.9972	0.9985	0.9990	0.9992	0.9993
2.20	0.9079	0.9195	0.9298	0.9389	0.9430	0.9726	0.9875	0.9977	0.9990	0.9995	0.9997	0.9998
2.50	0.9081	0.9197	0.9300	0.9391	0.9432	0.9728	0.9878	0.9979	0.9992	0.9997	1.0000	1.0000
3.00	0.9081	0.9197	0.9300	0.9391	0.9433	0.9729	0.9878	0.9980	0.9993	0.9998	1.0000	1.0000

由于开采区中心部位水位降深最大，最容易超过设计降深，故实际计算时只对中心点（$x=0$，$y=0$）的水位降深进行检验。对于中心点，上式可简化为

$$S(t)=\frac{\varepsilon \cdot t}{\mu_e}\cdot S^*\left(\frac{L_x}{2\sqrt{at}},\frac{L_y}{2\sqrt{at}}\right) \tag{5-30}$$

对于潜水含水层，如果含水层厚度 H 较大，而水位降深 S 相对较小，即$\frac{S}{H}<0.3$时，近似于无界潜水含水层，此时应以$\frac{H^2-h^2}{2h_c}$代替 S，用给水度 μ 代替 μ_e，则任一点的水位方程为

$$H^2-h^2=\frac{\varepsilon \cdot t}{2\mu}h_c\cdot[S^*(\alpha_1,\beta_1)+S^*(\alpha_1,\beta_2)+S^*(\alpha_2,\beta_1)+S^*(\alpha_2,\beta_2)] \tag{5-31}$$

对于开采中心点最低水位方程为

$$H^2-h^2=\frac{2\varepsilon \cdot t}{\mu}h_c\cdot S^*(\alpha,\beta) \tag{5-32}$$

式中：开采漏斗内潜水含水层的平均厚度：$h_c=\frac{H+h}{2}$

开采强度法可用于确定水文地质参数，在多年开采地区，可以利用多年开采资料，用上述公式反求水文地质参数 μ 或 μ_e。这样计算的参数比较符合实际，尤其是在水文地质条件复杂的地区，更具有代表性。根据式（5－30）可求出开采强度，评价开采区漏斗中心的允许降深是否满足设计要求，反之也可根据规划的开采强度和开采时间，预报漏斗中心的水位降深，评价降深设计与可开采量大小。

5.2.2.4　地下迳流模数法

该方法对于丘陵山区基岩裂隙水、复杂喀斯特地区的地下水资源的评价有时十分有效，可利用该区的大泉枯季流量 Q 及圈定该泉的汇水面积 F，求取地下迳流模数 M：

$$M=\frac{Q}{F}$$

如果具有多个大泉并可圈定其汇水面积，则可求取该地区平均迳流模数：

$$\overline{M}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i}{F_i} \tag{5-33}$$

若汇水总面积为 F_{tl}，则该地区的地下水资源量为

$$Q=\overline{M}\cdot F_{tl}$$

利用上式计算出本区或类似地区的枯季地下迳流量和年平均迳流量，基本可作为天然资源的评价依据。

为了确保基岩裂隙水或喀斯特地下水资源评价的可信度，选择恰当的测流日期和选择具有代表性的典型测流地段十分必要。枯季测流，南方一般应选在 11、12 月和次年 1 月三个月。北方应选在 12 月和次年 1 月、2 月三个月内进行。测流地段的选择，既要考虑岩性、构造等条件，也要注重地貌、植被、降水、人类活动的影响。水系控制面积不宜过大，也不能过小。一般以 30 km²～60 km² 为宜。因此，要分析每个地区的自然

特点。

若以河流枯季迳流量求取地下水迳流模数，应充分利用水文站测流资料，进行与流量有关因素的分析研究。以便根据河流流量过程线，正确的分割推算排入河流的地下迳流量。目前一般采用下列几种流量过程线进行分割求取河流枯季迳流量。① 多年月平均流量过程线；② 多年逐日流量过程线；③ 典型年逐日流量过程线。

通过分割，分别求出多年平均的枯水期地下迳流量与多年平均地下径流量。多年平均地下迳流量作为天然补给量，采用多年逐日流量过程线精度较高，但工作量过大，可采用选择典型年的逐日流量过程线代替。一般情况下，可采用比较简单的多年月平均流量过程线。南方由于降雨较多，可采用逐日最小日平均流量的连线作为地下水迳流的分割线，计算地下水天然补给量，即把各月最小日平均流量作为地下水年平均流量，并根据多年的流量平均值求出多年的平均地下迳流量，其中流量最小的 12 月和次年 1 月即为枯季地下迳流量。

由于水文站一般控制的面积很大，所以要结合枯季测流并根据地质地貌条件，求出评价区各块段的地下迳流量，并与水文站河流资料的分割结果相平衡，互相进行验证。不论枯季测流成果，还是河流流量资料都要注意分析研究其形成的条件与动态特征，特别是要注意人为作用，如修建水库等所造成的影响，只有这样，才能确保区域水资源评价的可靠性。

5.2.2.5 水均衡法

此方法主要用于平原区并有多年的地下水动态观测资料的潜水资源评价。其评价的水均衡原理、方程式及计算过程参考第 4 章，这里不再讨论。

水均衡法原理简明，计算公式可据具体条件建造，灵活方便，其计算结果要求可粗可精，该方法适应性强。在地下水的补给排泄条件较简单，水均衡要素容易确定，开采后变化又不大的地区，用此法评价地下水资源的效果较好。它也是一种常规评价方法，用于验证其他方法计算的结果。但若计算项目较多，有些均衡要素难以准确测定，特别是开采条件下各项要素的变化及边界条件难以确定时，它需投入较大的勘探试验工作量。为此水均衡法有时只能给出粗略数量值。若条件适宜，仍能取得较满意的结果。

5.2.3 数理统计法

5.2.3.1 时间系列“Box-Jenkins”模型

此方法出自由 Box 及 Jenkins 著作的《Time Series Analysis，Forecasting and Control，San Francisco：Holden-Dab，1970》一书，该方法在数学上比较完善与成熟，预测精度高但计算比较复杂，特别是对于有季节影响的水文动态预测研究，它需要的观测数据量就特别大。时间序列数据区别于其他类型数据，主要在于它的序次的重要性。一个变量在某时刻 t 的取值与它在 t 以前的取值有关。时间序列分析的目的，就是研究这种依赖于时间变化的数据的相互关联规律，从现在和过去所得资料中对缺失的数据进行估计，对未来可能值作出评价。“Box-Jenkins”时间系列为一平稳随机序列，其模型包括三大类型：

（1）p 阶自回归模型 $AR(p)$

时间序列的即时项 x_t 是它的最近 p 项以及未知噪音（干扰或随机波动因子）的线性函数，即

$$x_t = \varphi_0 + \varphi_1 \cdot x_{t-1} + \cdots + \varphi_p \cdot x_{t-p} + \varepsilon_t \tag{5-34}$$

式中：ε_t 的均值为零，方差为 σ^2，而 φ_0，φ_1，…，φ_p 称自回归系数。

（2）q 阶滑动平均模型 $MA(q)$

时间序列的即时项 x_t 是即时噪音 ε_t 及最近 q 项预测误差 ε_{t-1}，ε_{t-2}，…，ε_{t-q} 的线性函数，令 $\hat{x}_{t-j}$ 表示 x_{t-j} 的预测值，于是

$$\varepsilon_{t-j} = x_{t-j} - \hat{x}_{t-j} \qquad j = 1,2,\cdots,q$$

则 MA 模型表达式为

$$x_t = \theta_0 + \varepsilon_t - \theta_1 \cdot \varepsilon_{t-1} - \cdots - \theta_q \cdot \varepsilon_{t-q} \tag{5-35}$$

（3）（p，q）阶的自回归滑动平均模型 ARMA（p，q）模型

时间序列的即时项 x_t 是 p 个最近项与最近 q 项预测误差 ε_{t-1}，ε_{t-2}，…，ε_{t-q}，以及即时噪音 ε_t 的线性函数，即

$$x_t = \theta_0 + \varphi_1 \cdot x_{t-1} + \cdots + \varphi_p \cdot x_{t-p} + \varepsilon_t - \theta_1 \cdot \varepsilon_{t-1} - \cdots - \theta_q \cdot \varepsilon_{t-q} \tag{5-36}$$

当时间序列为不平稳过程的数学模型，需要进行模型识别、参数估计和模型检验等几个步骤。

模型建立后可对地下水动态进行预测，对时间序列 $\{X_t\}$ 的预测是指已知 $X_t(t \leqslant t_1)$，对 $t > t_1$ 的 X_t 进行估计，要求预测误差的方差达到最小，可利用

Akaike 信息准则：

$$\mathrm{AIC}(p,q) = (N-d)\log\sigma_{pq}^2 + 2(p+q+1)$$

使 AIC＝{minAIC(p，q)　p，q＝1，2，…，L}为最小，则所对应的阶数 p，q，即为模型的阶数，记为（p_0，q_0）。与此阶数对应的系数 $\hat{\varphi}_1$，$\hat{\varphi}_2$，…，$\hat{\varphi}_{p_0}$；$\hat{\theta}_0$，$\hat{\theta}_1$，…，$\hat{\theta}_{q_0}$ 就是所求系数，代入方程（5－36）即可确定时间系列模型，并对未来值进行预测。

地下水动态变化大多具有趋势性与周期性，通常可通过时间趋势与周期分析把两种成分分离，将非平稳随机过程转化为平稳型过程，分别用平稳型时间序列模型进行拟合，然后再将拟合结果相迭加，完成地下水资源量的动态评价。

该方法只要有足够长时间的高精度序列观测值，包括降雨、地下水涌水量、水位与水化学要素随时间变化的水文地质数据，基本就可应用。如水位随时间的变化，水量随时间的变化以及季节对其变化的影响都可利用此法建立模型，包括季节影响变化模型，如具有周期变化为 M 的乘积性季节模型（ARIMA（$p \cdot d \cdot q$）×（$P \cdot D \cdot Q$）$_M$）。该方法对于水文地质条件复杂，且不易掌握的地区只要对水位与水量有长期观测资料就能适用。该方法灵活且应用广，对于矿山水文地质预测预报更有其长处。目前该类计算软件也比较成熟，因而应用该方法进行地下水评价变得更为简便易行。具体操作与计算机运行方法可参考有关专著。

5.2.3.2　信息滤波法

（1）适用条件

适用含水层厚度稳定，岩性变化小，含水体特征参数不随时间变化的地区，一般要求是单输入、单输出的单一水文地质系统。该方法同样要求有长序列的输入、输出观测值，如降雨量与泉流量观测序列；方法简单、原理清晰，但计算工作量大，目前也有成熟的计算软件包可供使用。

（2）基本原理

该方法的基本思想在第1章水循环系统中已有详细介绍，见式（1－35）至式（1－40）。所谓信息滤波系统理论法就是把地下水的补给部分 $P(t)$ 作为信息输入部分，而储水体则作为滤波转换器或放大器（或示波器）$W(t)$，地下水天然或人工排泄部分 $Q(t)$ 则为信息的输出部分，因而有

$$Q(t)=\int_{-\infty}^{\infty}W(t-\tau)P(\tau)\mathrm{d}\tau \tag{5-37}$$

式中：$W(t)$ ——可积函数，综合刻划储水系统的物理特征，也称系统的权函数（或特征函数）。

通过对权函数的求解，得到权函数后，则补给量与排泄量之间的数学关系就可建立。

上式改写成两个积分之和，则为

$$Q(t)=\int_{-\infty}^{0}P(t-\tau)\cdot W(\tau)\mathrm{d}\tau+\int_{0}^{\infty}P(t-\tau)\cdot W(\tau)\mathrm{d}\tau \tag{5-38}$$

对上式右边的积分作变量置换，并令 $t-\tau=\lambda$，则得

$$Q(t)=\int_{t}^{\infty}P(\lambda)\cdot W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda+\int_{-\infty}^{t}P(\lambda)\cdot W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda \tag{5-39}$$

若把 t 看作现在的时间，则输出 $Q(t)$ 由两部分组成，第一部分是由 t 以后的所有输入信息影响输出 $Q(t)$，表示未来输入对系统的贡献；第二部分是由 t 以前的所有输入信息影响输出 $Q(t)$，表示过去输入信息对系统的贡献。也可以说前者为“预测”部分，后者为“记忆”部分。

方程5－39中设 $P(t)$ 为大气降水输入，$Q(t)$ 为泉流量输出，则因为时刻 t 的泉流量仅与该时刻以前一定时期（$t-t_0$）的降雨量 $P(t-t_0)$ 有关；而更早时期（t_0 时刻以前）的降水补给量已经通过泉口全部流出，对 t 时刻的泉流量已无影响。而 t 时刻以后的降水还没有对泉流量发生影响。即可表达为当式5－39中的 $\lambda<0$ 和 $\lambda>t$ 时，$P(t)=0$。于是上述方程可简化为

$$Q(t)=\int_{0}^{t}P(\lambda)\cdot W(t-\lambda)\mathrm{d}\lambda \tag{5-40}$$

对上式进行离散得

$$Q(t)=\sum_{\lambda=0}^{t}P_{\lambda}\cdot W_{t-\lambda}$$

作变量置换，令 $t-\lambda=\tau$，则可写成

$$Q(t) = \sum_{\tau=0}^{t} P_{t-\tau} \cdot W_t \tag{5-41}$$

式 5－41 表明，若以月为单位，把各月的降水和泉流量按时间顺序（t，$t+1$，$t+2$，…，$t+k$，…，$t+n$）分别排成两个序列，可则清楚了解降水形成泉水的过程。实际过程中第 t 月的降水形成的地下径流，或瞬时到达泉口流出，或滞后在 $t+k$（$k \geqslant 0$）月才到达泉口开始流出，一直到 $t+n$ 月才全部流完，共经过 $n-k+1$ 个月（这里 k 和 n 均为整数，且 $n>k\geqslant 0$）。因为第 $t-(k+1)$ 月以前的降水所形成的地下径流已通过泉口全都流出去了。而第 $t-k$ 月，$t-(k+1)$，…，一直到第 $t-n$ 月的降水所形成的地下径流正在向泉口流动，并决定着泉流量的大小。因此，上式应改写为求第 t 月泉流量的公式：

$$Q_t = \sum_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t \tag{5-42}$$

式 5－42 表达了第 t 月的泉流量 Q_t 是由第 $t-n$ 月降水 P_{t-n} 所形成的部分径流量 $P_{t-n} \cdot W_n$、直到第 $t-k$ 月降水 P_{t-k} 所形成的部分径流量 $P_{t-k} \cdot W_k$ 逐一迭加而成。可以看出，Q_t 实际上是降水 P_{t-n}，P_{t-n-1}，…，P_{t-k} 的加权平均。而权分别是 W_n，W_{n-1}，…，W_k，称为系统的权函数或权序列。因而从信息理论的角度考虑其物理意义是：泉流量随时间的变化就是时间序列上的降水通过含水层渗透转换（滤波）的结果。它可能是瞬时滤波反应也可能是滞后滤波反应。权函数充当了滤波器作用，而不是常义的百分数。该信息滤波转换数学模型可预测泉的流量、评价大中型地下水供水资源，以及预测矿井涌水量。

（3）评价步骤

① 条件分析与基本数据处理：多年观测结果表明，泉群流量的变化规律与降水量的变化规律有明显的一致性与相关性。但泉流量峰值一般滞后于雨季 1 月～2 月。丰水年补给充沛，泉流量增大，其影响可达三年之久。某次降雨补给的地下水，可能需要两年半至三年的时间才能基本泄尽，即一次降水对泉流量的影响可达 30 月～36 月。基本可视为线性时不变的单输入、单输出的集中参数系统。

对降水量、泉流量实测资料的处理的关键是考虑：有效降水（三日连续降水量在 20 mm 和两日 10 mm 以上者），水文气象站的多站资料的算术平均值整理出有代表性的逐月降水量序列。必要时还需考虑地下水的蒸发消耗与人工开采等因素。

② 确定权序列：用最小平方估计准则确定，即

$$\Phi(W_k, W_{k+1}, \cdots, W_n) = \sum_{t=1}^{n} (Q_{ct} - Q_{at})^2 \tag{5-43}$$

式中：N——观测数据的个数，且 $N \geqslant n > k \geqslant 0$；

Q_{ct}——t 时刻泉流量的计算值；

Q_{at}——t 时刻泉流量的实际测量值。

把 $Q_t = \sum_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t$ 代入（5－43）方程，得

$$\Phi(W_k, W_{k+1}, \cdots, W_n) = \sum_{t=1}^{n} (P_{t-k} \cdot W_k + P_{t-(k+1)} \cdot W_{k+1} + \cdots + P_{t-n} \cdot W_n - Q_{at})^2$$

为求使 Φ（W_k，W_{k+1}，…，W_n）函数达到最小的（W_k，W_{k+1}，…，W_n）权函数，令

$$\frac{\partial \Phi}{\partial W_i} = 0 \quad (i = k, k+1, \cdots, n)$$

整理后可得以 W_i 权函数系列为变量的线性方程组：

$$\boldsymbol{P}^{\mathrm{T}} \cdot \boldsymbol{P} \cdot \boldsymbol{W} = \boldsymbol{P}^{\mathrm{T}} \cdot \boldsymbol{Q}_{at} \tag{5-44}$$

式中

$$\boldsymbol{P} = \begin{bmatrix} P_{1-k} & P_{1-(k+1)} & \cdots & P_{1-n} \\ P_{2-k} & P_{2-(k+1)} & \cdots & P_{2-n} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ P_{N-k} & P_{N-(k+1)} & \cdots & P_{N-n} \end{bmatrix} \tag{5-45}$$

$$\boldsymbol{W} = \begin{bmatrix} W_k \\ W_{k+1} \\ \vdots \\ W_n \end{bmatrix} \qquad \boldsymbol{Q}_{at} = \begin{bmatrix} Q_{a1} \\ Q_{a2} \\ \vdots \\ Q_{an} \end{bmatrix} \tag{5-46}$$

解此线性方程组，就可以求得满足最小平方差条件的最优权序列 W_k，W_{k+1}，…，W_n 的值。利用该值序列，与对应（序列长度）m（$m = n - k + 1$）个月的有效降水量资料，按以下流量预测公式 $Q_t = \sum\limits_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t$，就可预测预报各月的泉流量 Q_t 值。

③ 权序列长度的确定：权序列的长度 m 是指某月降水量对泉流量起影响作用的时间长短，现采用月为时间单位。如果某月降水量自 k 月开始影响泉流量至第 n 月影响消逝，那么，权序列长度 $m = n - k + 1$。因此，要确定 m 必须确定 k 和 n。

k 值可根据动态曲线分析来确定。从泉流量与有效降水量动态曲线图上可见，降水的当月对泉流量就有影响，但不甚明显。一般是当月降水对下一个月的泉流量有明显的影响。所以取 $k = 1$。n 的大小确定比 k 困难一些，可以通过水文地质条件的分析，结合动态资料确定。经初步确定后，再用试算法来确定，其方法如下。

先将求流量的公式改写成

$$Q_t = \sum_{\tau=0}^{k-1} P_{t-\tau} \cdot W_t + \sum_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t + \sum_{\tau=n+1}^{t} P_{t-\tau} \cdot W_t \tag{5-47}$$

式中，右边第一个和式表示降水还没有影响到泉的流量，故应为零；第三个和式表示第 $n+1$ 个月以后的降水对 t 月泉流量的影响。很明显，如果 n 选择得当，则第三个和式也应该接近于零。

若令第三个和式：
$$Q_t' = \sum_{\tau=n+1}^{t} P_{t-\tau} \cdot W_t$$

则
$$Q_t = \sum_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t + Q_t' \tag{5-48}$$

由于 Q_t' 是一个趋于零的微小量，对 Q_t 的影响很小，所以，可假定 Q_t' 为一个很小的常量 q，则 $Q_t' = | \ q \ |$，于是有

$$Q_t = \sum_{\tau=k}^{n} P_{t-\tau} \cdot W_t + q \tag{5-49}$$

同样对上式用最小二乘法进行处理后，就得到一个求权函数的正则方程，即

$$P_1^{\mathrm{T}} \cdot P_1 \cdot W_1 = P_1^{\mathrm{T}} \cdot Q_{at} \tag{5-50}$$

其中

$$\boldsymbol{P}_1 = \begin{bmatrix} 1 & P_{1-k} & P_{1-(k+1)} & \cdots & P_{1-n} \\ 1 & P_{2-k} & P_{2-(k+1)} & \cdots & P_{2-n} \\ 1 & P_{3-k} & P_{3-(k+1)} & \cdots & P_{3-n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & P_{N-k} & P_{N-(k+1)} & \cdots & P_{N-n} \end{bmatrix}, \quad \boldsymbol{W}_1 = \begin{bmatrix} q \\ W_k \\ W_{k+1} \\ \vdots \\ W_n \end{bmatrix}$$

④ 对不合理权函数的处理：从水文地质意义而言，权函数均应大于零，但在试算中可能出现一些负值或零值。分析其原因，可能是因降水量与泉流量之间的关系不匹配。或由于泉流量的实测值有较大的测量误差，或因权序列过长，或列入一些非有效降雨量等。根据以上几方面原因分析，有必要对资料进行分析校核，取好 k 值和 n 值的范围，再重新试算。一般权序列长度最小可取到 12 个月。最长可取到 37 个月。邯郸黑龙洞泉计算确定的权序列长度为 33 个月，全为正值。

⑤ 成果检验与评价：降水量和泉流量的实测资料，经复核处理后，便可自编或利用专用软件进行运算。效果较理想。曾有人利用邯郸黑龙泉观测资料计算，其权函数 W 序列取 33 个月，效果较好，其数据列于表 5－3 中。

表 5－3　权函数 W 表

序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})	序号	权函数 W (10^{-2})
1	3.183	10	0.5933	19	0.6353	28	0.3410
2	2.039	11	1.421	20	0.2870	29	0.3349
3	2.531	12	0.6564	21	0.7355	30	0.3447
4	1.794	13	0.8981	22	0.6188	31	0.3353
5	1.960	14	0.1232	23	0.8016	32	0.2370
6	1.529	15	0.2869	24	0.3833	33	0.2678
7	1.641	16	0.3567	25	0.838		
8	1.347	17	0.3729	26	0.2088		
9	1.192	18	0.5545	27	0.09916		

计算结果表明，计算泉流量与实侧值的误差一般均在 10%左右。个别误差较大，如 1963 年特大洪水期的 8 月份，系因所测泉流量有洪水成分混入，以及泉出口附近有其他集水渗入所致。

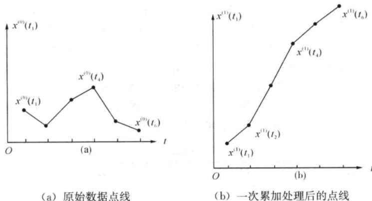
5.2.3.3　灰色系统分析法

灰色系统理论属数理统计学的一个分支。在客观世界中，既有大量已知信息，也有

不少未知信息。未知信息称之黑色的、已知信息称为白色的；既含有已知、又含有未知信息，称为灰色的，该信息系统称为灰色系统。灰色系统理论认为，将有限的信息作合理的加工、处理，可生成更多的信息，使问题由不够清楚变得清楚，这就是使系统由“灰”到“白”的过程，称为灰色系统分析。

在统计分析过程中，按一定的时间间隔（如年、月、日为单位时间）所作的观测统计试验，可视为一个随机过程。灰色理论则将上述过程的变量看作是具有一定范围的灰色变化量，而其过程看作是与时间有关的灰色过程。灰色理论研究不是直接通过大量样本的研究，确定统计规律，而是对灰色量进行数据处理，将原始时间序列数据处理成规律性较强的生成数据，然后对新数据系列进行研究。

如图 5－7(a) 所示的时间序列 $\{x^{(0)}(t_i)\}=\{x^{(0)}(t_1),\ x^{(0)}(t_2),\ \cdots,\ x^{(0)}(t_n)\}$ 是一个随机过程（且不一定平稳）。其中的时间序列变量可以是地下水流量 $Q(t)$，地下水水位 $h(t)$ 甚至是地下水某化学元素随时间的变化量 $C_i(t)$ 或温度 $T(t)$。



(a) 原始数据点线　　(b) 一次累加处理后的点线

图 5－7　灰色系统累加

若对以上时间序列数据作累加，如

$$x^{(1)}(t_i)=\sum_{i=1}^{r}x^{(0)}(t_i) \tag{5-51}$$

便得新的时间序列（见图 5－7(b)）：

$$\{x^{(1)}(t_i)\}=\{x^{(1)}(t_1),x^{(1)}(t_2),x^{(1)}(t_3),\cdots\}$$
$$=\left\{x^{(0)}(t_1),\sum_{i=1}^{2}x^{(0)}(t_i),\sum_{i=1}^{3}x^{(0)}(t_i),\cdots\right\}$$

显然，图 5－7(a) 曲线明显随机波动，而经一次累加处理后的图 5－7(b) 曲线随机波动性减少，趋势显现。

仿此，如作 m 次累加，即

$$x^{(m)}(t_i)=\sum_{k=1}^{i}x^{(m-1)}(t_k) \tag{5-52}$$

不难推断，对于非负数据系列，当累加足够次数后，原随机时间序列将转换成可用指数曲线逼近的数据系列，可用时间响应函数，指数曲线方程表达。该方程称为

GM（m，n）模型，括号中的 m 为累加次数，n 为变量的个数。

下面以单变量序列的一阶模型 GM（1，1）为例，说明其计算步骤。

GM（1，1）模型的相应微分方程为

$$\frac{dx^{(1)}}{dt}+ax^{(1)}=\mu \tag{5-53}$$

式中：a，μ——待定参量，可根据灰数生成理论，按最小二乘法求解

记 a，μ 为参数向量 $\hat{a}$ 的元素，即

$$\hat{\boldsymbol{a}}=[a,\mu] \tag{5-54}$$

$$\hat{\boldsymbol{a}}=[B^T\cdot B]^{-1}\cdot B^T\cdot Y_n$$

其中

$$\boldsymbol{B}=\begin{bmatrix}-\frac{1}{2}(x^{(1)}(2)+x^{(1)}(1)) & 1\\ -\frac{1}{2}(x^{(1)}(3)+x^{(1)}(2)) & 1\\ \vdots & \vdots\\ -\frac{1}{2}(x^{(1)}(N)+x^{(1)}(N-1)) & 1\end{bmatrix}$$

$$\boldsymbol{Y}_n=[x_1^0(2),x_1^0(3),\cdots,x_n^0(N)]$$

求得 $[a,\mu]$ 后代入 5－53 式，解 GM（1，1）模型的微分方程，得

$$x^{(1)}(t)=(x^{(1)}(0)-\frac{\mu}{a})\cdot e^{-at}+\frac{\mu}{a} \tag{5-55}$$

该式即为 GM（1，1）的预测模型。只要将计算的预测值还原后，即得所需预测值。还原公式为

$$x^{(0)}(t)=x^{(1)}(t)-x^{(1)}(t-1) \tag{5-56}$$

上面所建立的 GM（1，1）模型，有时往往精度不高，为提高预测精度，可将残差中的有用信息充分利用，构造残差序列 $\{\varepsilon^{(0)}(t)\}$，即

$$\{\varepsilon^{(0)}(t)\}=x^{(0)}(t)-x^{(0)}(t-1) \tag{5-57}$$

将此残差序列用上述同样方法建立残差序列的 GM（1，1）模型，还原后得到修正后的预测模型：

$$x^{(0)}(t)=x^{(0)}(t)-\varepsilon^{(0)}(t) \tag{5-58}$$

这种措施可进行 1 次或 2 次，若残差为负值，可先通过座标变换，使残差序列全为正值后再建模，预测时再进行还原。这种方法不要求太长的时间序列观测数据，也不苛求是否属平稳序列，这对于地下水长观序列较短的地区进行水资源计算显然是很有用的。若原始数据起伏较大，可对原始数据作一定处理后（如平滑、滤波等），再建模、精度有可能提高。此方法曾用于煤矿地下水动态预报，取得良好效果。

5.2.3.4　人工神经网络法

该方法也建立在对相关随机水文观测数据上，但不同的是，上述方法基本都要求是单输入—单输出系统，而本方法则可方便地用于多输入—单输出系统，或多输入—多输出系统。随着计算机的普及，现也有成熟的软件可以直接使用，如 Matlab 软件中就有专门程序可供使用。

人工神经网络法引入地下水资源量评价计算是近十余年发展起来，人工神经网络(ANN)属应用工程技术，具有借助计算机手段，模拟生物神经网络的机构与功能，它可通过大量与自然神经系统细胞相类似的人工神经元，使其联结成神经网络系统，实现知识并行分布处理，也称其为人工智能系统，广泛应用于模式识别和图像处理：如字体、语音、签字、指纹、人脸识别，人体病理分析，图像复原等；同时也应用于空间科学、自动控制、智能机器人、信息预测预报与管理（IC卡管理—交通管理）等。

目前应用比较广泛，效果较好的模型为误差反向传播神经网络模型——BP模型，是典型的单向多层次前馈模型，能够学习大量的映射关系，而不需要其他数学知识来描述输入—输出之间的映射。BP网络所具有的网络映射是一个非线性关系的映射，与其他模型相比，BP模型具有更好的持久性和适时预报性。

神经网络建立过程中有一个重要运算称为“学习”，它分为有导师和无导师学习两种。一般感知器采用有导师信号学习，而认知器则采用无导师信号学习。在主要神经网络如BP网络，Hopfield网络，ART网络和Kohonen网络中；前两者是需要导师信号才能进行学习；而后两者则无需导师信号就可以学习。所谓导师信号，就是在神经网络学习中由外部提供的模式样本信号。

学习系统可以用图5－8表示。这种学习系统分成三个部分：输入部、训练部和输出部。

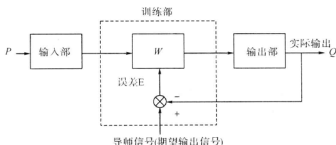


图5－8 神经网络学习系统

输入部接收外来的输入样本P，由训练部进行网络的权系数W调整，然后由输出部输出结果。在这个过程中，期望的输出信号可以作为导师信号输入，由该导师信号与实际输出进行比较，产生的误差去控制修改权系数W。

学习机构可如图5－9所示，图中，X_1，X_2，…，X_n是输入样本信号，W_1，W_2，…，W_n是权系数。输入样本信号X_i可以取离散值“0”或“1”。输入样本信号通过权系数作用，在u产生输出结果$\sum W_i X_i$，有

$$U = \sum W_i \cdot X_i = W_1 X_1 + W_2 X_2 + \cdots + W_n X_n \qquad (5-59)$$

再把期望输出信号$Y(t)$和u进行比较，从而产生误差信号E。即权值调整机构根据误差E去对学习系统的权系数进行修改，修改方向应使误差E变小，不断进行下去，使得误差E为零，这时实际输出值u和期望输出值$Y(t)$完全一样，则学习过程结束。

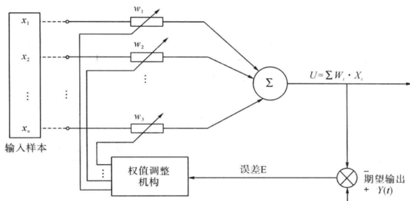


图5－9 学习机构

神经网络的学习一般需要多次重复训练，使误差值逐渐向零趋近，最后到达零，即使输出与期望一致。

(1) BP算法的原理

BP (backpropagation) 算法是用于前馈多层网络的学习算法，前馈多层网络的结构一般如图5－10所示。

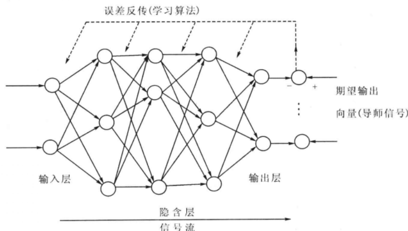


图5－10 基于BP算法的神经网络结构

它含有输入层：如矿床排水的降水输入、开采面积扩大变化的输入，又如地下水开采、也有降雨、人工灌溉、河水渗漏等输入项；输出层一般指抽水或排水量；而处于输入输出层之间的中间层，有如地层的含水性、构造、地层结构等。中间层有单层或多层，由于它们不能直接观测或与外界没有直接的联系，故也称为隐层。在隐层中的神经元也称隐单元。隐层虽然不能直接测定或和外界不连接，但它们的状态直接影响输出层的结果，它们是输入与输出之间的转换要素，即改变隐层的权系数，则可以改变整个多

层神经网络的性能。

对一个 m 层 n 个节点的神经网络系统，给定 N 个样本（x_k，y_k）（$k=1$，2，…，N）；设第 k 层的 i 神经元的输入总和（如降雨量）表示为 P_i^k，输出（如泉水流量）为 Q_i^k；从第 $k-1$ 层的第 j 个神经元到第 k 层的第 i 个神经元的权系数为 W_{ij}，各个神经元的激发函数为 f，则各个变量的关系可用下式表示：

$$Q_i^k = f(P_i^k) \tag{5-60}$$

$$P_j^k = \sum_j W_{ij} \cdot Q_j^{k-1} \tag{5-61}$$

反向传播算法分二步进行，即正向传播和反向传播，这两个过程的工作简述如下。

① 正向传播：输入的样本从输入层经过隐单元一层一层进行处理，通过所有的隐层之后，则传向输出层；在逐层处理的过程中，每一层神经元的状态只对下一层神经元的状态产生影响。在输出层把现行输出和期望输出进行比较，如果现行输出不等于期望输出，则进入反向传播过程。

② 反向传播：反向传播时，把误差信号按原来正向传播的通路反向传回，并对每个隐层的各个神经元的权系数进行修改，以望误差信号趋向最小。

（2）BP 算法的数学表达

BP 算法实质是求取误差函数的最小值问题。这种算法采用非线性规划中的最速下降方法，按误差函数的负梯度方向修改权系数。

为了说明 BP 算法，首先定义误差函数 E。取期望输出和实际输出之差的平方和为误差函数，则有

$$E = \frac{1}{2}\sum_i (Q_j^m - \bar{Q}_j)^2 \tag{5-62}$$

式中：$\bar{Q}_j$——输出单元的期望值；它也在这里用作导师指导信号；

Q_j^m——实际 m 层的输出。

若按误差函数 E 的负梯度方向修改权系数，其权系数 W_{ij} 的修改量 ΔW_{ij} 和 E 可由下式确定

$$\Delta W_{ij} \propto -\frac{\partial E}{\partial W_{ij}} \tag{5-63}$$

或

$$\Delta W_{ij} \propto -\eta \cdot \frac{\partial E}{\partial W_{ij}}$$

式中：η——学习速率，即步长。

很明显，求 $\frac{\partial E}{\partial W_{ij}}$ 是 BP 算法的关键，它可表示为

$$\frac{\partial E}{\partial W_{ij}} = \frac{\partial E}{\partial P_i^k} \cdot \frac{\partial P_i^k}{\partial W_{ij}}$$

由于

$$\frac{\partial P_i^k}{\partial W_{ij}} = \frac{\partial(\sum_l W_{il} \cdot Q_l^{k-1})}{\partial W_{ij}} = Q_j^{k-1}\big|_{l=j} \tag{5-64}$$

故而

$$\frac{\partial E}{\partial W_{ij}} = \frac{\partial E}{\partial P_i^k} \cdot Q_j^{k-1} \tag{5-65}$$

从而有

$$\Delta W_{ij} = -\eta \cdot \frac{\partial E}{\partial W_{ij}} = -\eta \cdot \frac{\partial E}{\partial P_i^k} \cdot Q_j^{k-1} \tag{5-66}$$

令

$$d_i^k = \frac{\partial E}{\partial P_i^k} \tag{5-67}$$

则学习公式

$$\Delta W_{ij} = -\eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1} \tag{5-68}$$

式中：η——学习速率，即步长，一般取 0～1。

事实上上式未对 d_i^k 给出实用的算法公式，为此利用上式推导 d_i^k 的实用算法。

$$d_i^k = \frac{\partial E}{\partial P_i^k} = \frac{\partial E}{\partial Q_i^k} \cdot \frac{\partial Q_i^k}{\partial P_i^k} \tag{5-69}$$

因 $Q_i^k = f(P_i^k)$，则有

$$\frac{\partial Q_i^k}{\partial P_i^k} = f'(P_i^k) \tag{5-70}$$

为了方便求导，取 f 为连续函数（一般取非线性连续函数，例如 Sigmoid 函数）。当取 f 为非对称 Sigmoid 函数时，有

$$f(P_i^k) = \frac{1}{1+\exp(-P_i^k)}$$

则有

$$f(P_i^k) = f(P_i^k) \cdot (1 - f(P_i^k)) = Q_i^k \cdot (1 - Q_i^k) \tag{5-71}$$

再考虑式(5－69)中的偏微分项$\frac{\partial E}{\partial Q_i^k}$，有两种情况需考虑：

① 如果 $k=m$，则是输出层，这时有 $\bar{Q}_i$ 是输出期望值，它是常数。从式(5－62)有

$$\frac{\partial E}{\partial Q_i^k} = \frac{\partial E}{\partial Q_i^m} = Q_i^m - \bar{Q}_i$$

从而有

$$d_i^m = Q_i^m \cdot (1 - Q_i^m) \cdot (Q_i^m - \bar{Q}_i)$$

② 如果 $k<m$，则该层是隐层. 这时应考虑上一层对它的作用，故有

$$\frac{\partial E}{\partial Q_i^k} = \sum_l \frac{\partial E}{\partial P_l^{k+1}} \cdot \frac{\partial P_l^{k+1}}{\partial Q_i^k}$$

从式(5－67)中，可知

$$\frac{\partial E}{\partial P_l^{k+1}} = d_l^{k+1}$$

从式(5－61)中，$P_j^k = \sum_j W_{ij} \cdot Q_j^{k-1}$ 可知

$$\frac{\partial P_l^{k+1}}{\partial Q_i^k} = \frac{\partial(\sum W_{lj} \cdot Q_j^k)}{\partial Q_i^k} = W_{li}\big|_{j=i} \tag{5-72}$$

故而有

$$\frac{\partial E}{\partial Q_i^k} = \sum W_{li} \cdot d_j^{k+1}$$

最后有

$$d_i^k = Q_i^k \cdot (1 - Q_i^k) \cdot \sum_l W_{li} \cdot d_l^{k+1} \tag{5-73}$$

从上述过程可知：多层网络的训练方法是把一个样本加到输入层，并根据向前传播的规则确定：

$$Q_i^k = f(P_i^k)$$

不断一层一层向输出层传递，最终在输出层可以得到输出 Q_i^m，把 Q_i^m 和期望输出 $\bar{Q}_i$ 进行比较. 如果两者不等，则产生误差信号 E，接着则按下面公式反向传播修改权系数：

$$\Delta W_{ij} = -\eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1} \cdot P_j^k = \sum_j W_{ij} \cdot Q_j^{k-1} \tag{5-74}$$

式中

$$d_i^m = Q_i^m \cdot (1 - Q_i^m) \cdot (Q_i^m - \bar{Q}_i^m)$$

$$d_i^k = Q_i^k \cdot (1 - Q_i^k) \cdot \sum_l W_{li} \cdot d_l^{k+1}$$

上面公式中：求取本层 d_i^k 时，要用到高一层的 d_i^{k+1}；可见，误差函数的求取是从输出层开始、到输入层的反向传播过程。在这个过程中不断进行递归求误差。

通过多个样本的反复训练，同时向误差渐渐减小的方向对权系数进行修正，以达最终消除误差。从以上公式可知，网络的层数越多，计算量就越大、收敛速度越慢。

为了加快收敛，一般考虑上一次的权系数，并以它作为本次修正的重要依据，故而有修正公式：

$$\Delta W_{ij}^{(t+1)} = -\eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1} + \alpha \cdot \Delta W_{ij}^{(t)} \tag{5-75}$$

式中：η——学习速率，即步长，$\eta=0.1\sim0.4$；

α——权系数修正常数，取 $0.7\sim0.9$。

式(5－73)也称为一般化的 Delta 法则。对于没有隐层的神经网络，可取

$$\Delta W_{ij} = -\eta \cdot (\bar{Q}_j - Q_j) \cdot Q_i \tag{5-76}$$

式中：$\bar{Q}_j$——期望输出；

Q_j——输出层的实际输出；

Q_i——输入层的输入。

这显然是一种十分简单的情况，式(5－76)也称为简单 Delta 法则。

在实际应用中，只在一般化的 Delta 法则下，式(5－74)或式(5－75)才有意义。而在简单 Delta 法则下，式(5－76)只存在理论推导意义。

(3) BP 算法的执行步骤

在反向传播算法应用于前馈多层网络时，采用 Sigmoid 为激发面数时，可用下列步骤对网络的权系数 W_{ij} 进行递归求取。注意对于每层有 n 个神经元的时候，即有 $i=1, 2, \cdots, n$；$j=1, 2, \cdots, n$。对于第 k 层的第 i 个神经元，则有 n 个权系数 W_{i1}，W_{i2}，…，W_{in}，另外取多一个 W_{in+1} 用于表示阀值 θ_i；并且在输入样本 X 时，取 $X=(x_1, x_2, \cdots, x_n)$。

算法的执行的步骤如下：

① 对权系数 W_{ij} 置初值：

对各层的权系数 W_{ij} 置一个较小的非零随机数，但其中 $W_{in+1}=-\theta$。

② 输入一个样本 $X=(x_1, x_2, \cdots, x_n, 1)$，以及对应期望输出 $Y=(y_1, y_2, \cdots, y_n)$。

③ 计算各层的输出：

对于第 k 层第 i 个神经元的输出 x_i^k，有

$$P_i^k = \sum_{j=1}^{n+1} W_{ij} \cdot Q_j^{k-1}$$

$$Q_{n+1}^{k-1} = l$$

$$W_{in+1} = -\theta$$

$$Q_i^k = f(p_i^k)$$

④ 求各层的学习误差 d_i^k：

对于输出层，若 $k=m$，有

$$d_i^m = Q_i^m \cdot (1-Q_i^m) \cdot (Q_i^m - \bar{Q}_i^m)$$

对于其他各层，有

$$d_i^k = Q_i^k \cdot (1-Q_i^k) \cdot \sum_l W_{li} \cdot d_l^{k+1}$$

⑤ 修正权系数 W_{ij} 和阀值 θ：

由式(5－74)有

$$W_{ij}^{(t+1)} = W_{ij}^{(t)} - \eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1}$$

由式(5－75)有

$$W_{ij}^{(t+1)} = W_{ij}^{(t)} - \eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1} + \alpha \cdot \Delta W_{ij}^{(t)}$$

式中：
$$\Delta W_{ij}^{(t)} = -\eta \cdot d_i^k \cdot Q_j^{k-1} + \alpha \cdot \Delta W_{ij}^{(t-1)} = W_{ij}^{(t)} - W_{ij}^{(t-1)}$$

⑥ 当求出了各层各个权系数之后，可按给定品质指标判别是否满足要求。如果满足要求，则算法结束；如果未满足要求，则返回（3）执行。

这个学习过程，对于任一给定的样本 $Q_x = Q_{x1}, Q_{x2}, \cdots, Q_{xn}$ 和期望输出 $\bar{Q}_x = \bar{Q}_{y1}, \bar{Q}_{y2}, \cdots, \bar{Q}_{ym}$ 都要执行以上6步算法过程，直到满足所有输入输出要求为止。

通过对重庆万盛区鱼田堡煤矿充水水源、充水通道、充水强度等分析，确定该矿井涌水量主要取决于大气降水、采空区面积，因此很容易利用以上BP神经网络算法建立数学模型（该模型由成都理工大学环境与土木工程学院2009年本科毕业生陈卓建立）。

其降雨数据与开采面积数据采用2003—2008年的月统计数据如表5－4及表5－5所示。

表 5－4　2003 年—2008 年的月降雨量统计表

	年份	月份											
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
降雨量（mm）	2003 年	20	25	60	98	200	170	160	80	150	100	50	30
	2004 年	45	25	25	50	130	210	170	170	110	80	60	25
	2005 年	20	25	50	130	210	200	170	120	110	80	60	25
	2006 年	20	26	66	120	170	220	180	120	120	80	60	26
	2007 年	40	37	26	207	61	195	379	99	97	142	57	28
	2008 年	13	25	99.8	75.9	204	120	139	128	122	89.9	55.8	26.5

表 5－5　2003 年—2008 年的月开采面积统计表

开采面积（1×10^6 m^2）												
月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
2003 年	4.58	4.59	4.60	4.62	4.63	4.64	4.65	4.66	4.67	4.69	4.70	4.71
2004 年	4.72	4.73	4.75	4.76	4.77	4.78	4.79	4.80	4.82	4.83	4.84	4.85
2005 年	4.86	4.88	4.89	4.90	4.92	4.93	4.94	4.95	4.96	4.97	4.98	5.00
2006 年	5.01	5.02	5.03	5.04	5.05	5.07	5.08	5.09	5.11	5.12	5.13	5.14
2007 年	5.15	5.16	5.17	5.19	5.20	5.21	5.22	5.23	5.25	5.26	5.27	5.28
2008 年	5.29	5.30	5.32	5.33	5.34	5.35	5.36	5.38	5.39	5.40	5.41	5.42

模型建立后再根据对降雨与采空面积未来 2009 年至 2011 年的预测数据对涌水量进行预测预报，取得了良好效果。

在建模进行数据预处理过程中采用了神经网络的误差界值 E_{min} 为 10^{-8}，并对已建立好的神经网络进行了 279 次训练（图 5－11），最终使得建立的神经网络与训练样本的误差达到了预设目标，小于 10^{-8}。当误差小于 10^{-8}时，网络计算值已经与训练样本无限接近（图 5－12）。由于每次训练时网络的初始权值是随机的，所以训练次数每次都会有差异，但只要网络计算值与训练样本误差达到 10^{-8}，即可认为网络已经训练完成。训练完成的 BP 神经网络模型即可运用到涌水量大小的预测中，预测结果如表 5－6 所示。

表 5－6　2008 年全矿涌水量预测值和实际值比较　（单位：m^3/h）

月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
实际值						740	632	640	632	631	640	
预测值	647	662	830	811	1081	863	719	626	691	681	643	607
绝对误差						123	87	14	59	50	3	
相对误差						0.16	0.13	0.02	0.09	0.07	0.004	

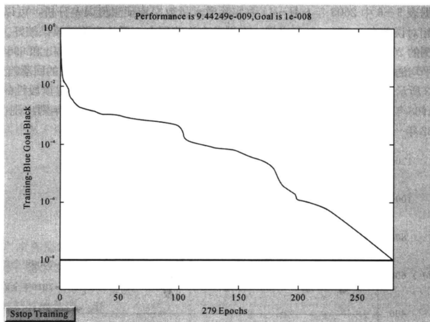


图 5－11　神经网络训练次数

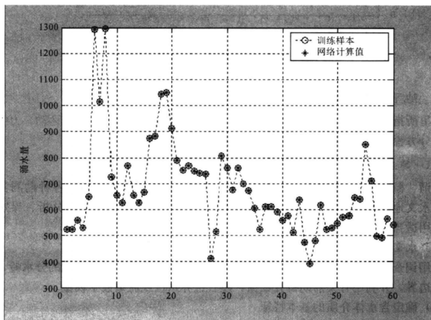


图 5－12　神经网络中训练样本与网络计算值的比较

根据表5－6中2008年6月～11月实际涌水量数据和预测值误差分析，可以看出，两者的相对误差在0.4%～16%之间，在误差允许范围内，可认为预测效果较好。

预测的2009年—2011年全矿月平均涌水量分别为777 m³/h，737 m³/h和696 m³/h。全矿月平均涌水量为737 m³/h。涌水量值在未来三年变幅较小，出现一定的回落趋势（如图5－13所示），符合原始资料记载的鱼田堡煤矿涌水量多年变化呈现明显阶段性的规律。例如，1968年—1977年该矿井年平均涌水量逐年增加，1978年—1981年则出现明显回落，1982年—1990年水量又出现上升趋势。

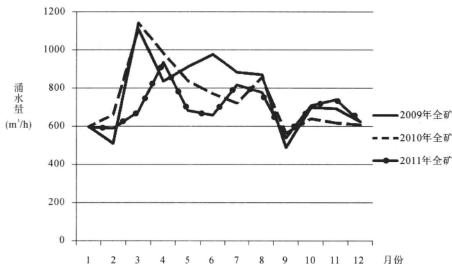


图5－13 2009年—2011年全矿月涌水量变化

5.2.4 地下水渗流理论数学建模法

这里所指的渗流理论数学建模主要是利用达尔西定律建立的地下水运动－力学微分或偏微分方程（或方程组），求取地下水在含水层中运动的力学参数。

5.2.4.1 建立水文地质概念模型

所谓“概念模型的建立”就是根据水文地质条件的系统研究包括各种勘测实验成果、对水文地质单元、补径排关系、补给－隔水－越流边界条件进行分析、界定与概化，选用适当水文地质模型的过程。

（1）水文地质单元的划分与界定

利用调查与勘测资料严格确定地下水汇水范围，包括水文地质单元的分水岭、补排或隔水边界，并利用有关前期研究数据，建立边界水位或流量数学模型。

（2）确定含水体介质的基本特征

主要确定含水体是：① 属于碳酸盐岩溶蚀区、还是基岩裂隙区或松散堆积孔隙区；② 是均质还是非均质，是各向同性还是各向异性；③ 含水体介质体采用一元结构还是二元结构，对参数进行分区；这是反演求参的一个重要步骤，也是模型建立是否成功的关键。

（3）确定地下水储存与运动性质

地下水是潜水还是承压水，是层流还是紊流，是采用二维流还是三维流。

（4）选定满足以上水文地质结构、边界条件及运动特征的地下水渗流动力学模型

5.2.4.2　建立研究区地下水力学数学模型

根据上述概化后的水文地质条件，构思与其相对应的数学表达形式，最终建立刻画该水文地质单元中实际地下水流在空间和时间上运动变化的系统数学模型。描述地下水流的数学模型有稳定流与非稳定流模型，一般采用微分方程或偏微分方程表达。它包括控制地下水运动的主方程，边界条件数学表达方程［第一类（Γ_1）和第二类（Γ_2）边界、初始条件表达方程］等，以二维流为例，其方程类型可表达为下式。在有些特殊条件下，可能还需建立耦合方程。

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{K'}{m'}(H-h)+\varepsilon_R(x,y,t)-\varepsilon_D(x,y,t)=\mu^*\cdot\frac{\partial h}{\partial t}\\&h(x,y,0)=H_0(x,y)\\&h(x,y,t)\big|_{\Gamma_1}=H_1(x,y,t)\\&T\cdot\frac{\partial h}{\partial n}\bigg|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t)\end{aligned}\right\}\tag{5-77}$$

式中：h，H——分别为含水层与补给层的水头，m；

T，μ^*——分别为含水层的导水系数和弹性释水系数；

K'，m'——越流弱透水层的渗透系数和厚度；

ε_R，ε_D——分别为补给强度与开采强度，m/d；

H_0——初始流场的水头分布，m；

H_1——一类边界线上的已知水头，m；

q——二类边界线上单位长度的侧向补给量，m^3/d；

x，y——平面直角坐标；

t——时间，d；

n——二类边界上的内法线，详细研究可参阅地下水力学教材。

5.2.4.3　对地下水力学方程进行求解

方程建立后则是求解，在条件比较简单时可用解析法求解，对于条件比较复杂的水文地质模型则需采用差分法或有限元法进行离散，然后反演求参，识别检验与正演预测预报，可借助电子计算机编程求解。

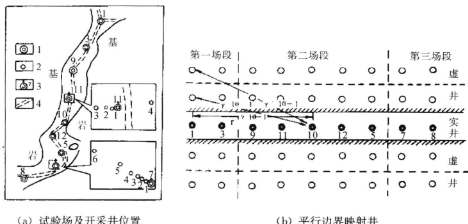
（1）解析法求解

地下水动力方程建立以后，如何实现求解是地下水资源评价的又一重要工作，在水文地质的介质条件，边界条件和取水条件清楚且符合选用公式的假定条件（不同水文地质条件有不同的解析公式），则可采用相应解析解公式（可查阅地下水动力学教程中的相关公式表）进行求解，评价稳定允许可开采量 Q。该方法方便、简单、易操作。解析法在理论上是严密、精确的，但在实际运用中，因为水文地质条件十分复杂，边界条

件、介质条件与地下水运动特征多变，概化过程有大量人为因素影响，使其难以完全符合公式的假定条件，致使严密、准确的解析解也成为近似解了。近年来，该方法在水资源评价中使用越来越少，本教材不详细讨论其原理与目前存在的解析公式，具体内容参看地下水动力学教材。

以下典型评价实例则是采用井流解析公式完成。

水文、气象、地质及取水条件：勘察区位于内蒙古高原的低山丘陵河谷地带，气候干燥，平均年降水量为 222 mm，集中在 7、8、9 三个月内。河谷宽约 500 m。除雨季外，河床常年干枯。河谷内第四系砂砾石含水层平均厚 17 m，地下水埋深 2 m，主要由降水和地表水补给。两侧和底部均为岩浆岩。勘探孔和试验孔的布置如图 5－14（a）所示。开采方案是沿河谷中心布置 9 口井。井距约 1 km。其井孔实井布局与虚井无限映射特征见图 5－14（b）。



（a）试验场及开采井位置　　（b）平行边界映射井

图 5－14　内蒙某水源地勘探、开采布井方案及计算示意图

1. 开采井及编号；2. 观测井及编号；3. 非稳定流试验井；4. 河道。

据勘探试验资料估算井群的总出水量约为 5000 m^3/d，因此在整个旱季（无降水和河水补给），中心区水位下降值可以按以下步骤计算。

① 含水层介质不均匀性的水文地质条件概化：

由于含水层沿河岸方向的地下水渗透性不均匀，故分为三个场段，采用不同的渗透参数，如图 5－14(b) 及表 5－7 所示。

表 5－7　各段参数及井的出水量

井数	含水层			第一场段		第二场段					第三场段		开采总量(m^3/d)
	宽度(m)	长度(m)	厚度(m)	$T=226.88\ m^2/d$ $K=16.18\ m/d$ $\mu'=0.08$		$T=490.56\ m^2/d$ $K=29.73\ m/d$ $\mu'=0.098$					$T=372.24\ m^2/d$ $K=22.15\ m/d$ $\mu'=0.068$		
9	500	8051	17										
井号				1	3	9	11	10	12	5	7	8	4978
出水量(m^3/d)				400	300	600	800	800	571	672	449	386	

边界条件的概化：把河谷曲岸概化为直线平行不透水边界。

疏干时间分段概化：由于供水区每年6、7、9三个月为雨季，地下水可获降水与河水补给。而其余时间基本无降水补给，故抽水疏干时间长为275天。

② 根据慨化后的水文地质条件，可用潜水完整井群干扰非稳定流理论公式（解析解）计算降深值：

$$S=H-\sqrt{H^2-\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{N}\frac{Q_i}{K}W(u_i)}$$

式中：S——观测井的水位下降值，m；

H——含水层平均厚度，m；

Q_i——各井抽水量，m^3/d；

K——渗透系数，m/d；

$W(u_i)$——井函数；其中，$u_i=\frac{r_i^2\cdot\mu'}{4Tt}$

r_i——抽水井（实、虚）至观测井距离，m；

μ'——含水层延迟释水系数；

T——导水系数，m^2/d；

t——抽水延续时间，d。

将所取得数据代人以上公式，计算降深值。由于平行边界相距较近，映像次数较多，故采用列表形式计算。以中心区10号井为例，首先从图上查出各实井和虚井与该井的距离 r_i，算出 r_i^2；分别求算各场段的 $\frac{\mu'}{4Tt}$ 值再求出 u_i；然后从井函数表查得 $W(u_i)$值，乘以$\frac{Q_i}{K}$，作和求得 $\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{N}\frac{Q_i}{K}W(u_i)$ 值（用 A_i 表示）。最后计算10号井的降深 $S_{10}=H_{10}-\sqrt{H_{10}^2-A_{10}}$，计算列表形式如表5-8。

表5-8　井群对10号单井的干扰降深计算表

场段	1场段$\frac{\mu'}{4Tt}=3.2\times10^{-7}$					$S=H-\sqrt{H^2-\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\frac{Q_i}{K}W(u_i)}$		
井号	1号井$\frac{Q}{K}=24.75$				3号井	$\frac{1}{2\pi}\sum\frac{Q}{K}W(u)$		S(m)
计算项目	$r_i^2(m^2)$	u_i	$W(u_i)$	$\frac{Q_i}{K}W(u_i)$	r_i^2	各次	总和	
实　井	2.08×10^7	6.67	1.621×10^{-4}	4.01×10^{-3}		96.37	203.79	7.77
第一次映射	2.10×10^7	6.75	1.448×10^{-4}	3.58×10^{-3}		47.24		
第二次映射	2.18×10^7	6.99	1.155×10^{-4}	2.86×10^{-3}		29.24		
第三次映射	2.30×10^7	6.39	7.364×10^{-5}	1.82×10^{-3}		16.97		
第四次映射	2.48×10^7	7.95	3.767×10^{-5}	9.30×10^{-4}		9.20		
第五次映射	2.70×10^7	8.70	1.733×10^5	4.30×10^{-4}		4.75		

计算时取了五次映射，分别对中心区的 11 号、10 号、12 号及 5 号井进行了计算。其降深依次为 6.84 m、7.77 m、5.80 m、6.80 m。仅占含水层平均厚度的 40%～50%。

③ 水资源评价：以允许开采量为 5000 m^3/d 与 9 口井布局方案，在整个旱季仅疏干含水层的 40%，其疏干水量在雨季可以被完全补偿，因而方案可行。

（2）数值法求解

数值法是随着电子计算机广泛应用而发展起来的。在地下水资源评价中常用的数值法主要指有限单元法和有限差分法。其基本原理是将所建立的地下水力学微分或偏微分方程离散成线性代数方程组；有限差分法离散网络一般采用正方形与矩形，可分为前差分、后差分、中心差分等方式；而有限元法常采用三角形离散网络，其所有三角形最好保证为锐角三角形。利用该方法进行地下水资源评价可按以下步骤进行。

① 对水文地质偏微分方程（模型）进行离散：从空间和时间上将计算域进行剖分，离散为若干小单元，制作离散网格图。剖分时，首先要选好节点。节点最好是观测孔，以便获得较准确的水位资料，但大部分计算域的节点没有观测孔。此时可进行插值布点，插值点应放在水位变化显著，或参数分区的边界处，或井孔节点稀疏处。节点选好后，再将点连接成单元。并按单元剖分的原则做适当的点位调整，即相邻单元的大小不要相差太大；对三角形单元来说，三个边长要相对协调：即最长与最短边之比不能超过 3∶1，三角形的内角以在 39°～90°之间为好；必要时可允许出现个别的钝角，但面积不要太小；若钝角三角形太多，会影响解的收敛；在水力坡度变化较大的地段及资料较多的中心地带，网格可适当加密，而边远地带或条件简单地段可适当稀疏。剖分后，按一定的顺序对节点和网格进行系统的编号。

时间的离散，可根据水头变化的快慢规律。确定适当的时间步长。对模拟抽水试验来说，开始以分为单位，以后以小时、天为单位。模拟大量开采时，可以月、季（丰水、枯水）或年为单位。

② 反演求取模型的水文地质参数：模型离散后则要利用随时间而变化的实测水位值代入离散后的代数方程组，以水文地质参数为变量反求水文地质参数，一般是预先设定误差值（如误差小于 10^{-8} 等），用数学迭代法求解。由于需要考虑其收敛与收敛的速度等因素，因而采用的算法可根据有关专业书进行选择。参数求得后，初始模型则可建立。

③ 模型检验与调参：按上述步骤建立的数学模型，能否真实反映实际流场的特点还须进行识别、校正与检验。其常用的是间接解法，或称试算法，即根据所建立的数学模型，选择相应的通用程序或专门编制的程序，用勘探试验所取得的参数与边界条件作为初值，选定某一时刻地下水状态作为初始条件，按程序所要求的顺序输入数据，进行正演，输出各观测孔在各时段水位的变化值和抽水结束时的流场情况。把计算所得水头值与实际观测值对比，如果相差很大，则修改参数或边界条件，再一次进行正演模拟计算；如此反复调试，直到拟合误差小于某一给定的标准值为止。这时所得的参数组，边界条件及所建立的数学方程才被确认与地下水流场的客观实际相符。

调参可以人工调参，也可计算机自动调参。前者方便简单，若计算区水文地质条件比较清楚，概化比较正确，则容易达到误差要求。计算机自动调参，有时可能出现多解

性，这就需要根据水文地质条件与专业人员的经验进行判断，有选择地进行取舍。

在条件许可时，模型的可靠性还需利用历史水位资料进行验证，即选择几个时段，将计算值与实际观测值进行比较。可用图件来比较：一是反映水头梯度场变化情况的等水位线，即将同一时段的计算水头值与实测水头值以等值线形式分别绘在同一张图上，对比其拟合程度；另一种形式是反映流速场变化情况的水位过程曲线图，即选择几个有代表性的典型钻孔，或选几条剖面线上的钻孔，在同一坐标系中按选定的时段（最好一年以上），分别绘制计算的和实测的水位动态曲线。在一般情况下，曲线拟合的相对误差小于时段水位变幅的 5%即可。如果误差较大，还应对模型作进一步识别校正。

④ 正演、进行预测预报与地下水资源量评价：经过验证的模型，在天然条件下应该符合客观实际，但在开采条件下，其水文地质单元的补径排关系，边界条件可能发生较大变化。特别是抽水时间较长，或降深较大时，反演所求参数及反推的边界条件可能与动态实际存在较大偏差，这时对模型的参数与边界条件还需进行校正，校正后的模型则可进行正演，并对其动态变化进行较为准确的预测预报，进而对地下水资源评价。评价在预定开采期内，在允许降深条件下能取出的地下水量；推断在现有开采条件下，拟定开采区的开采年限、允许降深，以及井位井数等。

（3）水文地质建模及有限元求解实例

① 水文地质条件概化、建立水文地质概念模型：南阳市区浅层地下水可分为三个地下水系统，建立三个水文地质概念模型（如图 5－15）。

白河北水文地质概念模型：东南部以白河为界，地下水与河水水力联系密切，为定水头补给边界。西部以分水岭为界，为隔水边界。北部除独山一段为隔水边界外，其余为流量补给边界（见图 5－15）。按含水介质条件可分为两大区，即平原区和岗区，平原区含水层底板埋深为 10 m～60 m 不等，含水层以松散砂砾石为主，厚 10 m～50 m，为非均质各向同性潜水含水层。岗区为粘性土裂隙孔隙水，为非均质各向异性含水层，地下水以大气降水补给为主，部分受河流侧向补给。主要消耗于人工开采，已形成降落漏斗。潜水与中深层承压水有越流补给联系。

白河南水文地质概念模型：北部及西北部以白河为界，为其水头补给边界，东、南及西南部以地下水分水岭为界，为隔水边界。介质条件与白河北相同。可概化为非均质各向同性潜水含水层。

十二里河水文地质概念模型：东、西以分水岭为界，为隔水边界，北部为侧向径流补给边界，南部为侧向排泄边界，排入白河。含水介质主要是含裂隙粘性土，为非均质各向异性含水层。以降水补给为主。径流蒸发排泄，人工开采极少。

② 根据地下水力学原理建立地下水运动数学模型：上述三个水文地质概念模型均可表为以下数学模型，即用非均质各向同性（或异性）、有越流的非稳定二维潜水层水流模型计算：

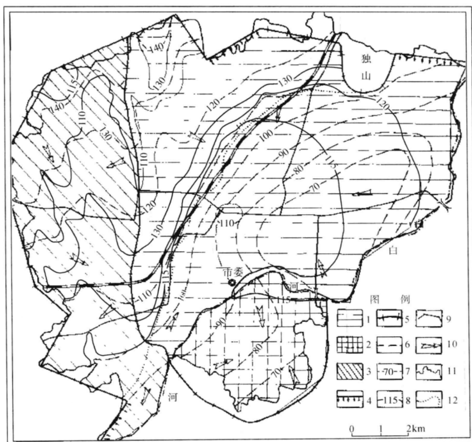


图 5－15 南阳市浅层地下水水文地质概念模型图

1. 白河北浅层地下水文地质概念模型；2. 白河南浅层以下水水文地质概念模型；3. 十二里河流域浅层地下水水文地质概念模型；4. 浅层地下水第二类边界线（$q \neq 0$）；5. 浅层地下水第二类边界线（$q=0$）；6. 浅层地下水第一类边界线；7. 虚线浅层含水层底板标高等值线及数值（m）；8. 实线浅层地下水等水位线及数值（m）；9. 浅层地下水计算区边界线；10. 浅层地下水流向；11. 南阳市政区界线；12. 岗区与平原区界线

$$\left.\begin{array}{l}\dfrac{\partial}{\partial x}\left[K_x(H-B)\dfrac{\partial H}{\partial x}\right]+\dfrac{\partial}{\partial y}\left[K_y(H-B)\dfrac{\partial H}{\partial y}\right]+\dfrac{K'}{m'}(H-h)+Q_E(x,y,t)-\\ \sum_{i=1}^{n}Q_i\cdot\delta[(x-x_i),(y-y_i)]=\mu\cdot\dfrac{\partial H}{\partial t}\\ H(x,y,t)|_{t=0}=H_0(x,y)\qquad (x,y)\in D\\ H(x,y,t)|_{\Gamma_1}=H_1(x,y,t)\qquad (x,y)\in\Gamma_1,t>0\\ K(H-B)\cdot\dfrac{\partial H}{\partial n}|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t)\qquad n\text{ 为内法线},(x,y)\in\Gamma_2,t>0\end{array}\right\}\quad(5-78)$$

式中：H——潜水含水层地下水头；

B——含水层底板标高；

h——越流层水头；

K'与m'——分别为弱透水层渗透系数与弱透水层厚度；

K_x 和 K_y——分别为 x 和 y 方向的渗透系数，各向同性时 $K_x=K_y$；

Q_i——第 i 口井的地下水开采量；

Q_E——补给强度；

D——计算域；其余符号与前式同。

将计算域 D 剖分为有限个单元网格后，利用有限单元法将上述定解问题离散为下列线性方程组：

$$\boldsymbol{B}_{m\times n}\cdot\{H\}_{n\times l}=\{C\}_{m\times l} \tag{5-79}$$

式中：m——内节点与第二类边界节点之和；

n——部分域总节点数。

$$\boldsymbol{B}=\frac{1}{2}\boldsymbol{A}+\frac{1}{\Delta t}\boldsymbol{D}$$

$$\boldsymbol{C}=\boldsymbol{F}+\boldsymbol{Y}-\left\{\frac{1}{2}\boldsymbol{A}-\frac{1}{\Delta t}\boldsymbol{D}\right\}\cdot\{H_0\}$$

式中：$\boldsymbol{A}$——导水矩阵；

$\boldsymbol{D}$——储水矩阵；

$\boldsymbol{F}$——水量矩阵；

$\boldsymbol{Y}$——越流矩阵。

③ 对三个计算区进行三角剖分：按剖分原则要求，将全区三个水文地质概念模型统一划分为 201 个单元，140 个节点。剖分节点见表 5－9，因篇幅原因剖分图略去。

表 5－9　三角形剖分节点统计表

项目 模型区	单元数	剖分节点					节点观测孔数
		总数	内节点数	二类边界点数		一类边界点数	
				流量边界点数	隔水边界点数		
白河北	118	77	43	8	12	16	29
白河南	37	27	12	3	4	8	4
十二里河	46	35	12	6	20	4	3

④ 对偏微分方程组代表的水运动数学模型实施离散、反求参数、进行模型识别：根据全区 152 组抽水试验资料和 519 个钻孔、机（民）井卡片资料，编制出浅层地下水水文地质参数分区图（略）。各区的水文地质参数见表 5－10，根据调查资料。对全区降水入渗强度和人工开采强度也分别进行了分区，并统计其各区垂向综合交换量的实值（其图、表从略）。

表 5－10 浅层地下水水文地质参数表

项 目 \ 分区号	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
渗透系数 K (m/d)	48.0～55.0	40.0～50.0	45.0～48.0	25.0～30.0	0.9～1.1	20.0～30.0
给水度 μ	0.24～0.26	0.21～0.24	0.20～0.23	0.16～0.20	0.048～0.055	0.15～0.18
越流系数 σ (l/d) (10^{-6})	6～8	6～8	4～6	6～8	8～15	7～10

初始条件，选用 1988 年 11 月 30 日各观测孔实测水位为初始流场，其余节点用等水位线图内插而得出。

边界条件：一类边界，根据白河 4 个长观点的水位给出；无长观点地段，由内插而得。二类边界多为零流量边界；非零流量段，根据抽水试验资料确定出单宽流量，其值见表 5－11。

表 5－11 二类边界流量表　　单位：$m^3/(d\cdot m)$

计算区 \ 计算段	53～54	59～60	60～61	61～62	27～43	13～14	14～15
白河北	0.1428	1.08	1.35	1.80			
白河南					1.0	1.60	1.60

根据南阳市的特点，每年从 11 月底至翌年 2 月底，农业区地下水开采甚微，工业用水也是全年最小的时段。故选取 1988 年 11 月 30 日到 1989 年 2 月 28 日作为校正识别模型的时段。

反演求出首组参数后，采用人工调参，间接识别模型的方法，将以上各种数据按程序要求输人计算机，进行正演计算。求解出不同时段各节点的水头值，再与观测孔的实测值进行比较；误差较大时，调整参数，再求计算水头。如此反复调整计算，直至其误差达到精度要求时为止，取相对误差小于时段水位变幅的 5%者为准。

由于水文地质概念模型较确切，各种强度量较准确，识别模型时仅对参数做适当调整就可很快达到精度要求，识别后的参数如表 5－12 所示。

表 5－12 模型识别后确定的水文地质参数表

参 数 \ 分区号	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ
渗透系数 K (m/d)	50.0	45.0	48.0	30.0	1.50	2.50
给水度 μ	0.25	0.22	0.23	0.18	0.053	0.17
越流系数 σ (l/d) (10^{-6})	8	8	6	6	10	9

⑤ 数学模型的检验：取 1989 年 3 月 1 日到 1989 年 12 月 30 日的历史水位资料，分 10 个时段进行计算。

1989 年 5 月低水位期的流场拟合情况如图 5－16 所示。从图中可以看出，拟合得

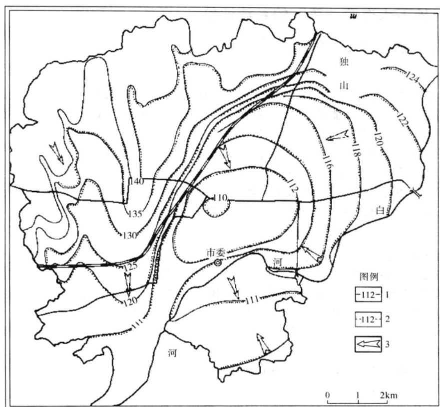


图 5－16　南阳市浅层地下水水位拟合（1989.5）

1. 实测等水位线（m）；2. 计算等水位线（m）；3. 地下水流向

较好，说明模型可靠。从计算水位与实侧水位的绝对误差来看，大多数都小于 0.5 m，仅个别孔误差大于 1.0 m。观测孔水位变化历时曲线的拟合状况良好，也符合要求。验证结果说明，识别后的模型基本能反映该区的客观条件，可以用于水位预报和进行地下水资源评价。

⑥ 水位预报和地下水资源评价：南阳市的浅层地下水主要接受降水入渗和白河侧向渗水的补给。数值法计算结果，枯水年的补给量仍有 $3745.37\times10^4\ m^3/a$。目前。由于开采井布局不合理，已形成较大的降落漏斗。白河对浅层水有较强的补给能力，如傍河取水，可夺取更多河水的补给。据南阳市的发展规划，2000 年总需水量为 $12899.37\times10^4\ m^3/a$。经过不同方案的比较，以采用傍河取水，夺取白河地表水为目的供水方案为最佳。按此方案开采，通过模型计算，预报出 2000 年的地下水位流场图。图中白河附近水力坡度增大。降落漏斗面积增大，漏斗中心向西偏移，但不加深，基本上能满足供水要求；再配合采取一些其他节水措施，南阳市的供水是有保障的。

5.3 地下水资源“质”的系统评价

5.3.1 评价原则及标准

5.3.1.1 评价原则

地下水质量评价是地下水资源评价的另一重要方面，只有水质符合要求，水量满足开发需求，该地下水才能成为可开发利用的“资源”。因而水质评价应先于水量评价或与水量评价同时进行。水质评价基本原则是遵循：

① 使用严格的用水标准，并在用水标准指导下，进行水质的科学分级；

② 使用简便、可靠的评价方法；

③ 根据用水单位要求与水文地质条件、环境状况选择评价因子；

④ 提出合理的环境，特别是地下水环境的保护措施。

5.3.1.2 评价标准与评价因子的选择

对地下水水质进行评价首先必须确定评价标准，即水质标准，该标准一般由各国卫生部门或环境保护部门根据本国民众身体条件、天然地下水的化学类型与卫生健康需要，制定可以施行的国家统一水质标准。标准制定的基础往往是依赖于人类生活的需要，包括人类种植、养殖与工业生产的需要。中国卫生部于 1973 年颁发了早期《生活饮用水水质标准》，1985 年卫生部进行了修改颁发了新的全国饮用水标准，称《（GB5749—85）标准》。2006 年再次修改，称为《2006 标准》（见表 5－13(a)、5－13(b)）。本标准与《GB 5749—85》相比主要变化如下：

（1）水质指标

由 GB 5749—85 的 35 项增加至 106 项，增加了 71 项；修订了 8 项。

① 微生物指标由 2 项增至 6 项，增加了大肠埃希氏菌、耐热大肠菌群、贾第鞭毛虫和隐孢子虫；修订了总大肠菌群。

② 饮用水消毒剂由 1 项增至 4 项，增加了一氯胺、臭氧、二氧化氯。

③ 毒理指标中无机化合物由 10 项增至 21 项，增加了溴酸盐、亚氯酸盐、氯酸盐、锑、钡、铍、硼、钼、镍、铊、氯化氰；并修订了砷、镉、铅、硝酸盐。

毒理指标中有机化合物由 5 项增至 53 项，增加了甲醛、三卤甲烷、二氯甲烷、1,2－二氯乙烷、1,1,1－三氯乙烷、三溴甲烷、一氯二溴甲烷、二氯一溴甲烷、环氧氯丙烷、氯乙烯、1,1－二氯乙烯、1,2－二氯乙烯、三氯乙烯、四氯乙烯、六氯丁二烯、二氯乙酸、三氯乙酸、三氯乙醛、苯、甲苯、二甲苯、乙苯、苯乙烯、2,4,6－三氯酚、氯苯、1,2－二氯苯、1,4－二氯苯、三氯苯、邻苯二甲酸二（2－乙基己基）酯、丙烯酰胺、微囊藻毒素－*LR*、灭草松、百菌清、溴氰菊酯、乐果、2,4－滴、七氯、六氯苯、林丹、马拉硫磷、对硫磷、甲基对硫磷、五氯酚、莠去津、呋喃丹、毒死蜱、敌敌畏、草甘膦；修订了四氯化碳。

④ 感官性状和一般理化指标由 15 项增至 20 项，增加了耗氧量、氨氮、硫化物、钠、铝；修订了浑浊度。

⑤ 放射性指标中修订了总 α 放射性。

因而进行地下水质量评价应根据国家的统一标准并结合地方标准进行。地下水水质评价的标准根据用途可分几种类型，如一般饮用水标准、饮用天然矿泉水标准、医疗矿泉水标准、农业灌溉用水标准、肥水标准、工业用水标准等（见表 5－13、表 5－14、表 5－15 等），使用的标准不同，所得的结果不同。

表 5－13(a)　中国饮用水水质常规指标及限值（GB5749—2006）

指　标	限　值
1. **微生物指标**①	
总大肠菌群（MPN/100mL 或 CFU/100mL）	不得检出
耐热大肠菌群（MPN/100mL 或 CFU/100mL）	不得检出
大肠埃希氏菌（MPN/100mL 或 CFU/100mL）	不得检出
菌落总数（CFU/mL）	100
2. **毒理指标**	
砷（mg/L）	0.01
镉（mg/L）	0.005
铬（六价，mg/L）	0.05
铅（mg/L）	0.01
汞（mg/L）	0.001
硒（mg/L）	0.01
氰化物（mg/L）	0.05
氟化物（mg/L）	1.0
硝酸盐（以 N 计，mg/L）	10 地下水源限制时为 20
三氯甲烷（mg/L）	0.06
四氯化碳（mg/L）	0.002
溴酸盐（使用臭氧时，mg/L）	0.01
甲醛（使用臭氧时，mg/L）	0.9
亚氯酸盐（使用二氧化氯消毒时，mg/L）	0.7
氯酸盐（使用复合二氧化氯消毒时，mg/L）	0.7
3. **感官性状和一般化学指标**	
色度（铂钴色度单位）	15
浑浊度（NTU—散射浊度单位）	水源与净水技术条件限制时为 3
臭和味	无异臭、异味
肉眼可见物	无
pH（pH 单位）	不小于 6.5 且不大于 8.5

续表5－13(a)

指　标	限　值
铝（mg/L）	0.2
铁（mg/L）	0.3
锰（mg/L）	0.1
铜（mg/L）	1.0
锌（mg/L）	1.0
氯化物（mg/L）	250
硫酸盐（mg/L）	250
溶解性总固体（mg/L）	1000
总硬度（以 $CaCO_3$ 计，mg/L）	450
耗氧量（COD_{Mn}法，以 O_2 计，mg/L）	水源限制，原水耗氧量＞6mg/L 时为 5
挥发酚类（以苯酚计，mg/L）	0.002
阴离子合成洗涤剂（mg/L）	0.3
4．**放射性指标**②	
总 α 放射性（Bq/L）	0.5（指导值）
总 β 放射性（Bq/L）	1（指导值）

① MPN 表示最可能数；CFU 表示菌落形成单位。当水样检出总大肠菌群时，应进一步检验大肠埃希氏菌或耐热大肠菌群；水样未检出总大肠菌群，不必检验大肠埃希氏菌或耐热大肠菌群
② 放射性指标超过指导值，应进行核素分析和评价，判定能否饮用

表 5－13(b)　**中国饮用水水质消毒剂常规指标及要求**（GB5749—2006）

消毒剂名称	与水接触时间	出厂水中限值	出厂水中余量	管网末梢水中余量
氯气及游离氯制剂（游离氯，mg/L）	至少 30min	4	≥0.3	≥0.05
一氯胺（总氯，mg/L）	至少 120min	3	≥0.5	≥0.05
臭氧（O_3，mg/L）	至少 12min	0.3		0.02 如加氯，总氯≥0.05
二氧化氯（ClO_2，mg/L）	至少 30min	0.8	≥0.1	≥0.02

除 5－13(a)、(b) 表外，2006 标准还有 c、d 两个表件（未纳入本教材），列举了数十个非常规指标，如细菌、重金属、农药、苯－烯－烷类有机化合物等（参考国家正式颁布的《GB5749—2006 饮用水水质标准》全文）。美国、加拿大等国家均有本国制定的水质标准。各国标准的制定主要根据本国人体素质、环境特征，参考世界卫生组织

制定的统一饮用水水质标准而制定（网上直接可以下载）。评价时可作为参考。

（2）标准选定后确定评价因子

所谓评价因子是指水体内的天然、人造的某种无机化学成分或有机成分，如 Na^+、Ca^{2+}、Hg^+、I^-、CO_3^{2-}、苯并[a]芘、腐殖质、某细菌类等，包括水的物理性质：如水温、水色、水味、水嗅等。具体选用哪些因子进行评价这就需要根据具体需求与可能获取的条件进行确定。显然因子越多、评价就越准确，但工作量与分析费用也就越高。

5.3.2　评价方法的选择与评价实例

5.3.2.1　评价方法的选择

当水质评价的标准及参与评价的因子决定以后，评价方法的选择也十分重要，根据以往经验，所选方法不同所得结果也有差异，因而水质评价应采取多种方法进行，并比较评价结果，给出正确的评价结论。水质评价的方法很多，有常规评价方法，如单因子评价方法与多因子综合评价方法，也有特定数学评价方法，如模糊数学评价方法等，具体方法可参考第 7 章中的“环境系统评价与对策”一节内容，这里将不讨论。

5.3.2.2　特殊需求用水地下水水质评价

水质评价与环境质量评价的过程与方法基本一致，特别是对用于生活饮用的地下水水质评价更是如此。本节内容所讨论的是为满足工业用水、农业灌溉用水或矿泉水用途的较为特殊的地下水水质评价方法。

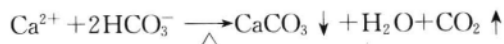
1）工业用水水质评价

工业用水范围较广，不同工业类型对用水水质的要求不同。如影响锅炉寿命与安全的主要因素是水垢、起泡与腐蚀作用，因而评价只需对以上三方面重点评价；而其他建筑用水、皮革制造用水、钢铁工业用水等又不同于此，因而在供水水文地质勘察中应有的放矢地确定水质分析项目，对水质作出正确的评价，下面专题讨论。

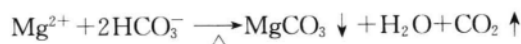
（1）锅炉用水的水质评价

在工业用水中，锅炉用水比较普遍，对水质的要求也较高。水在蒸气锅炉中是处在高温、高压条件下，水中的一些化学物质会发生各种不良化学反应，对锅炉产生不良影响，主要有成垢作用、起泡作用和腐蚀作用等。分别讨论如下。

① 成垢作用：当水被煮沸时，水中所含的一些离子、化合物可相互作用而生成沉淀，并附着于锅炉壁上，形成锅垢。这种作用称为成垢作用。当锅垢厚时，不仅不易传热，浪费燃料，而且易使金属炉壁过热融化，引起锅炉爆炸。锅垢的成分通常有 CaO、$CaCO_3$、$CaSO_4$、$CaSiO_4$、$Mg(OH)_2$、$MgSiO_4$、Al_2O_3、Fe_2O_3 及悬浊物质的沉渣等。这些物质是由于溶解于水中的钙、镁盐类及胶体 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 和悬浊物沉淀物产生。例如：

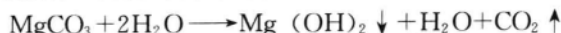


$$Ca^{2+}+2HCO_3^- \xrightarrow[\triangle]{} CaCO_3\downarrow+H_2O+CO_2\uparrow$$



$$Mg^{2+}+2HCO_3^- \xrightarrow[\triangle]{} MgCO_3\downarrow+H_2O+CO_2\uparrow$$

其中，若 $MgCO_3$ 再分解，沉淀出镁的氢氧化物：



$$MgCO_3+2H_2O \longrightarrow Mg(OH)_2\downarrow+H_2O+CO_2\uparrow$$

与此同时，还可以沉淀出 $CaSiO_3$ 及 $MgSiO_4$，有时还沉淀出 $CaSO_4$ 等。所有这些产物沉淀在锅炉壁上，便形成锅垢。锅垢的总重量，可根据水质分析资料用下式计算：

$$H_c = S + C + 36rFe^{2+} + 17rAl^{3+} + 20rMg^{2+} + 59rCa^{2+}$$

式中：H_c——锅垢的总重量，g/m^3；

S——悬浮物重量，mg/L；

C——$SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + \cdots$，mg/L；

rFe^{2+}，rAl^{3+}——各种离子的含量，mol/L×离子价数。

式中的系数是按所生成的沉淀物含量计算出来的。

按锅垢总量对成垢作用进行评价时，可将水分为四个等级：

Ⅰ. $H_c < 125$ 时，为沉淀物很少的水；

Ⅱ. $H_c = 125 \sim 250$ 时，为沉淀物较少的水；

Ⅲ. $H_c = 250 \sim 500$ 时，为沉淀物较多的水；

Ⅳ. $H_c > 500$ 时，为沉淀物很多的水。

锅垢中包括硬质的垢石（硬垢）及软质的垢泥（软垢）两部分。硬垢主要是由碱土金属的碳酸盐、硫酸盐及硅酸盐构成。附壁牢固，不易清除。故在评价锅垢时，还要计算硬垢数量，评价锅垢的性质。硬垢量常用下式计算：

$$H_h = SiO_2 + 20rMg^{2+} + 68(rCl^- + rSO_4^{2-} - rNa^+ - rK^+)$$

式中：H_h——硬垢总量，g/m^3；

SiO_2——二氧化硅重量，mg/L。

如果括号中结果为负数时，说明水中没有钙镁的碳酸盐和硫酸盐，则可略去不计、取值为零。对锅垢的性质进行评价时，可采用硬垢系数（K_n），即

$$K_n = \frac{H_h}{H_c}$$

当 $K_n < 0.25$ 时，为软垢水；

当 $K_n = 0.25 \sim 0.5$ 时，为软硬垢水；

当 $K_n > 0.5$ 时，为硬垢水。

② 起泡作用：指水在锅炉中煮沸在水面产生大量气泡的作用。如果气泡不能立即破裂，就会在水面以上形成很厚的极不稳定的泡沫层。当泡沫太多时，会使锅炉内水的汽化作用极不均匀。水位急剧地上升，致使锅炉不能正常运转，产生这种现象的原因是，由于水中易溶解的钠盐、钾盐，以及油脂和悬浊物受炉水的碱度作用，发生皂化的结果。钠盐中促使水起泡的物质为苛性钠和磷酸钠，苛性钠除了可使脂肪和油质皂化外，还能促使水中的悬浊物变为胶体悬浊物。磷酸根与水中的钙、镁离子作用，能在炉水中形成高度分散的悬浊物。水中的肢体状悬浊物，增强了气泡薄膜的稳固性，因而加剧了起泡作用。

起泡作用可用起泡系数（F）评价，起泡系数据钠、钾的含量计算：

$$F = 62rNa^+ + 78rK^+$$

当 $F < 60$ 时，为不起泡的水（机车锅炉，须一周换一次水）；

当 $F = 60 \sim 200$ 时，为半起泡的水（机车锅炉，须 2 d～3 d 换一次水）；

当 $F>200$ 时，为起泡的水（机车锅炉，须 1 d～2 d 换一次水）。

③ 腐蚀作用：由于水中氢置换铁，使炉壁受到损坏的作用称为腐蚀作用。氢离子可以为水中原有，也可以是某些物质因炉中水温增高水解而生成。此外，溶解于水中的气体成分，如氧、硫化氢及二氧化碳等也是造成腐蚀作用的重要因素。锰盐、硫化铁、有机质及脂肪油类，皆可作为接触剂而加强腐蚀作用。温度增高及由此而产生的局部电流，均可促进腐蚀作用。锅炉中随着蒸气压力的加大，水对钢的危害也随之加重。往往对汽机叶片产生腐蚀。腐蚀作用对锅炉的危害极大。不仅能减少锅炉寿命。还可能发生爆炸事故。从文献上看到，美国曾对 640 台锅炉进行过调查，在 1956 年—1970 年的 15 年中，由于腐蚀原因，至少发生一次爆炸事故的锅炉有 119 台之多，占总数的 19%。我国也发生过这类事故。因此，应引起对锅炉腐蚀性评价的重视。

水的腐蚀性可以按腐蚀系数（K_k）进行评价。

对酸性水：$K_k=1.008\ (rH^{+}+rAl^{3+}+rFe^{2+}+rMg^{2+}-rCO_3{}^{2-}-rHCO_3{}^{-})$

对碱性水：$K_k=1.008\ (rMg^{2+}-rHCO_3{}^{-})$

当 $K_k>0$ 时，为腐蚀性水；

当 $K_k<0$，且 $K_k+0.0503Ca^{2+}>0$ 时，为半腐蚀性水；

当 $K_k+0.0503Ca^{2+}<0$ 时，为非腐蚀性水（其中，Ca^{2+} 的单位以 mg/L 表示）。

对锅炉用水进行水质评价时，应同时考虑以上三个方面。由于锅炉种类和形式不同，对水中各种成分的具体允许含量标准亦有所异，标准也不尽相同，应用时请查阅有关规范与手册。

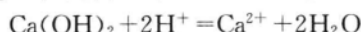
（2）地下水侵蚀性评价

地下水成分复杂，某些成分可能对建筑材料中的混凝土、金属等产生侵蚀和腐蚀。当建筑物经常处于地下水的作用下，应评价地下水的侵蚀性。

① 地下水对混凝土的侵蚀作用：地下水对混凝土的破坏通常是由分解性侵蚀、结晶性侵蚀及分解结晶复合性侵蚀作用引起。其侵蚀性主要取决于地下水化学性质与所含离子成分，同时也与水泥类型有关。分别讨论：

a．分解性侵蚀：系指酸性水对建筑材料中的氢氧化钙物质的侵蚀溶解，或水中侵蚀 CO_2 对碳酸钙物质的溶蚀，即对固结的钢筋水泥体进行分解破坏。此破坏可分为一般酸性侵蚀破坏和碳酸侵蚀破坏两种。

酸性侵蚀破坏是水中的氢离子与氢氧化钙起反应，引起混凝土溶滤破坏。酸性侵蚀性主要取决于水的 pH 值，pH 值越低，水对混凝土的侵蚀性越强，其反应式如下：



$$Ca(OH)_2+2H^{+}=Ca^{2+}+2H_2O$$

碳酸性侵蚀破坏是建筑材料中碳酸钙物质在侵蚀性二氧化碳与水的作用下，生成可溶性重碳酸钙的过程，它导致固结的混凝土遭受渐进式溶蚀风化破坏，其反应式为



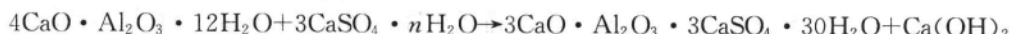
$$CaCO_3+CO_2+H_2O\Leftrightarrow Ca^{2+}+2HCO_3^{-}$$

为可逆反应，其反应方向取决于水中游离 CO_2 的含量。其评价指标和具体标准查阅《水文地质手册》等专业文献。

b．结晶性侵蚀：指混凝土与水中硫酸盐反应，在混凝土的空隙中形成石膏和硫酸铝盐（又名结瓦尔盐）晶体的破坏作用。这些结晶体具有膨胀作用，遇水体积增大（石

膏增大1～2倍、硫酸铝盐增大2.5倍)，导致混凝土力学强度降低，引起建筑结构破坏。该侵蚀也可称为硫酸侵蚀性。石膏是生成硫酸铝盐的中间产物。

生成硫酸铝盐的反应式为



$$4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 12H_2O + 3CaSO_4 \cdot nH_2O \rightarrow 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaSO_4 \cdot 30H_2O + Ca(OH)_2$$

结晶性侵蚀并不孤立进行，它常与分解性侵蚀作用相伴生，并往往更能促进结晶性侵蚀的进行。

结晶性侵蚀还与水中氯离子含量及混凝土建筑物在地下所处的位置有关。水中氯离子含量越多，结晶性侵蚀越弱。如建筑物处在水位变动带，侵蚀性则加强。若使用抗硫酸盐水泥，一般地下水都不会发生结晶侵蚀，只有当水中硫酸盐特别多时(>3000 mg/L)才可能发生。具体评价指标可查阅有关手册。

c. 分解结晶复合性侵蚀：主要是水中弱盐基硫酸盐离子的侵蚀，即当水中Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Cu^{2+}、Zn^{2+}、NH_4^+等含量很多时，它们与水泥发生化学反应，使混凝土力学强度降低，甚至破坏。例如，水中$MgCl_2$与混凝土中结晶$Ca(OH)_2$起交换反应，形成$Mg(OH)_2$和易溶于水的$CaCl_2$，使混凝土遭受破坏。

分解结晶复合性侵蚀的评价指标为弱基硫酸盐离子总量M_e，主要用于被工业废水污染的侵蚀性鉴定。当$M_e>1000$ mg/L且满足下式时，即有侵蚀性：

$$M_e > (K_3 - SO_4^{2-})$$

其中：M_e——水中Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Ca^{2+}、Zn^{2+}、NH_4^+等的总量，mg/L；

SO_4^{2-}——水中硫酸根离子的含量，mg/L；

K_3——随水泥种类不同而异的一个常数，介于6000～9000之间，可由相关手册查得。

当$M_e<1000$ (mg/L)时，不论SO_4^{2-}含量多少，均无侵蚀性。

② 地下水对铁质材料的侵蚀作用：当设计长期浸没于地下水中的铁质管道或其他铁质构件时，应当考虑地下水对铁的侵蚀性。特别是在硫化物矿床和煤矿床中，地下水常呈酸性，对探矿、采矿设备的破坏性很大。

水对铁的侵蚀性主要与水的氢离子浓度、溶解氧、游离硫酸、H_2S、CO_2及其他重金属硫酸盐有关。当水的pH值小于6.8时，具有侵蚀性；$pH<5$，对铁有强烈的侵蚀性。水中的溶解氧可与铁发生氧化作用，使铁管锈蚀；当O_2与CO_2同时存在于水中时，可使氧的侵蚀性加剧。水中含有游离H_2SO_4时，其侵蚀作用是由于氢离子置换而引起。为了防止铁管受硫酸的侵蚀，水中SO_4^{2-}的含量最好不超过25 mg/L。当水中溶有CO_2或H_2S时，可以使水成为电导体而不断发生电化学作用，并引起侵蚀过程加速，其反应式为

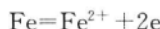


$$CO_2 + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$$

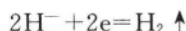


$$H_2S \Leftrightarrow H^+ + HS^-$$

此时，铁放出电荷，氢接受电荷，即



$$Fe = Fe^{2+} + 2e$$



$$2H^- + 2e = H_2 \uparrow$$

地下水对铁的侵蚀性评价目前尚无统一的评价标准，评价时可参照各部门的规定。

(3) 其他工业用水的水质评价

不同工业部门对水质的要求不同。纺织、造纸及食品等工业对水质的要求较严格。硬度过高的水，对于肥皂、染料及酸、碱生产的工业都不太适宜。硬水能妨碍纺织品着色，使纤维变脆；使皮革不坚固、糖类不结晶。如果水中有亚硝酸盐存在时，会使糖制品大量减产。当水中存在过量的铁、锰盐类时，能使纸张、淀粉及糖等出现色斑，影响产品质量；食品工业用水，首先必须符合饮用水标准，然后还要考虑影响产品质量的其他成分。

由于工业企业的种类繁多，生产形式各异。各项生产用水还没有统一的水质标准。目前，只能依照不同部门的要求与经验，制定相应的试行规定。现将几种工业的用水要求列于表 5－14 中。

在进行水质具体评价时，可将地下水分为：优良、合格、微超标、轻度污染、严重污染等级别，给决策部门的数量或等级概念，以便采用相应处理措施。

表 5－14　某些企业生产用水对水质的要求

项目	造纸用水（上等纸）	人造纤维用水	粘液涤生产用水	纺织用水	印染工业用水	制革工业用水	制糖用水	制淀粉用水	造酒用水	粘胶纤维用水	胶片制造用水	备注
浑浊度（mg/L）	2～5	0	5	5	5	10	0	0		2		
色度（度）	5	15	0	10～20	5～10		10～20	10～20				
总硬度（德国度）	12～16	2	0.5	4～6	0.5～4	10～20	<20	<20	2～6	2.7	3	硬水妨碍染色，使皮革柔性变坏
耗氧量（mg/L）	10	6	2		8～10	8～10	<10	<10	<10	<5		
氯（mg/L）					50	30～40	50	60	30～60	30	10	使皮革具吸水性，糖不易结晶
硫酐（mg/L）					50	60～80	50	60		10		$CaSO_4$、Na_2SO_4 妨碍染色，制糖起不良影响
亚硝酐（mg/L）		0	0		0	0	0	0	5～25（NO_2）	0.002	0	N_2O_3 存在可使糖大量减产
硝酐（mg/L）		0	0		痕迹	痕迹	痕迹	0	0.3	0.2	0	

续表5－14

项目	造纸用水（上等纸）	人造纤维用水	粘液涤生产用水	纺织用水	印染工业用水	制革工业用水	制糖用水	制淀粉用水	造酒用水	粘胶纤维用水	胶片制造用水	备注
氨（mg/L）		0	0		痕迹	0	0	0	0.1	0	0	
铁（mg/L）	0.1	0.2	0.03	0.2	0.1	0.1	痕迹	0.05	0.1	0.05	0.07	使染色物、纸张起斑点，淀粉糖着色
锰（mg/L）	0.05		0.03	0.3	0.1	0.1	痕迹	100	痕迹			使染色物、纸张起斑点，淀粉糖着色
碳酸（mg/L）												
硫化氢（mg/L）						1.0		120				使淀粉灰份增多，Ca和Mg过多使纤维物变硬变脆
氧化钙（mg/L）								20				
氧化镁（mg/L）												
氧化硅（mg/L）	20										25	
固形物（mg/L）	300		100			300～600	200～300	400～600		80	100	
pH值	7～7.5	7～7.5		7～8.5	7～8.5				6.5～7.5			

2）农田灌溉用水水质评价

（1）农田灌溉用水的水质要求

灌溉用水水质要求主要考虑水温、水的总矿化度及溶解盐类对农作物和土壤的影响；有时还要考虑其pH值和有毒元素的含量对农作物和土壤的影响。

灌溉水的温度在中国北方，以10℃～15℃为宜，南方的水稻生长区，以15℃～25℃为好，温度过低或过高，对作物生长都不利。而北方地下水的温度一般偏低，可引入地表水池晾晒或用加长渠道等措施提高水温，并使水中对作物生长不利的低氧化物

（特别是氧化铁）发生氧化。利用温泉水灌溉时，也可用类似方法降温灌溉。

灌溉用水的矿化度不能太高，以不超过 1.7 g/L 为宜；若大于 1.7 g/L，则应视作物种类和所含盐类成分处理。不同作物有不同的耐盐性，例如华北平原灌溉水矿化度小于 1 g/L 时，作物生长正常；灌溉水矿化度为 1 g/L～2 g/L，水稻、棉花生长正常，而小麦受抑制；灌溉水矿化度达 5 g/L，水量充足时，水稻可以生长，而棉花受显著抑制，小麦不能生长；矿化度达 20 g/L 作物不能生长，只有少量耐盐牧草存在。不同矿化度的地下水灌溉效果，还与耕作层土壤化学—水力性质有关，透水性弱、排水困难的土壤比透水性强的灌溉效果差。

地下水中对作物生长最有害的是钠盐，尤以 Na_2CO_3 危害最大，它能腐蚀农作物根部，使作物死亡，还能破坏土壤的团粒结构。其次为 NaCl，它能使土壤盐化，变成盐土，使作物不能正常生长，甚至枯萎死亡。对于易透水的土壤来说，钠盐的允许含量一般 Na_2CO_3 为 1 g/L、NaCl 为 2 g/L、Na_2SO_4 为 5 g/L。如果这些盐类在土壤中同时存在，其允许含量应更低。水中有些盐类对作物生长并无害处，例如，$CaCO_3$ 和 $MgCO_3$。还有一些盐类不但无害，而且还有益，例如硝酸盐和磷酸盐，具有肥效，有利于作物生长。

水中含盐分的多少和盐类成分对作物的影响受许多因素的影响，如气候条件、土壤性质、潜水位埋深、作物种类和生育期、以及灌溉方法与管理制度等。因此，对水中有害盐分的允许含量制定适于各种条件的统一标准是困难的。

农田灌溉用水的水质，不仅应考虑对作物生长的影响，还应注意可能造成的环境污染。特别是城市郊区，常用废水作为灌溉水源，不但可能对农作物本身产生污染，影响农产品质量，甚至对地下水本身污染。

中国《农田灌溉水质标准》见表 5－15，评价时可作为依据。

表 5－15　中国农田灌溉水质标准

项目	连续灌溉	间歇灌溉
水温（℃）	≤35℃	≤35℃
pH 值	5.5～8.5	5.5～8.5
全盐量（mg/L）	≤1000（非盐碱土地区） ≤2000（盐碱土地区）	≤1500（非盐碱土地区） ≤2000（盐碱土地区）
氧化物（mg/L）	≤200	≤200～300
硫化物（mg/L）	≤1	≤1
汞及其化合物（mg/L）	≤0.001	≤0.001（农田） ≤0.005（林木、苗圃）
镉及其化合物（mg/L）	≤0.002（轻度污染灌区①） ≤0.005	≤0.003（轻度污染灌区） ≤0.01 ≤0.05（林木、苗圃）
砷及其化合物（mg/L）	≤0.05（水稻）	≤0.1（水田）
	≤0.1（旱田）	≤0.5（旱田及苗圃林木）

续表5－15

项目	连续灌溉	间歇灌溉
六价铬及其化合物（mg/L）	≤0.1	≤1.0
铅及其化合物（mg/L）	≤1.0	≤5.0
铜及其化合物（mg/L）	≤1.0	≤1.0（土壤 pH<6.5） ≤3.0（土壤 pH>6.5）
锌及其化合物（mg/L）	≤2.0	≤3.0（土壤 pH<6.5） ≤5.0（土壤 pH>6.5）
硒及其化合物（mg/L）	≤0.02	≤0.02
氟化物（mg/L）	≤2.0（北方） ≤3.0（南方）	≤3.0（北方[2]） ≤4.0（南方）
氰化物（mg/L）	≤0.5（土层<1m 地区） ≤1.0≤0.5（土层<1m 地区） ≤1.0	
石油类（mg/L）	≤10.0	≤10.0
挥发性酚（mg/L）	≤1.0（土层<1m 地区） ≤4.0	≤1.0（土层<1m 地区） ≤4.0
苯（mg/L）	≤2.5（土层<1m 地区） ≤5.0≤2.5（土层<1m 地区） ≤5.0	
三氯乙醛（mg/L）	≤0.5（小麦） ≤1.0（水稻、玉米、花生、大豆）	≤0.5（小麦） ≤1.0（水稻、玉米、花生、大豆）
丙烯醛（mg/L）	≤0.5	≤0.5
硼（mg/L）	0.3～1（敏感作物） 1～2（抗性较强作物） 2～4（抗性强作物）	0.3～1（敏感作物） 1～2（抗性较强作物） 2～4（抗性强作物）

① 轻度污染灌区指污染物含量超过土壤本底上线者，但农作物残留不超过本底上线。

② 以长江为界，长江以北为北方，长江以南为南方。

（2）农田灌溉水质评价方法

在20世纪50年代及60年代，中国常用苏联的灌溉系数评价法，后来又用美国的钠吸附比的方法。

钠吸附比值（A）的计算公式为

$$A=\frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{1}{2}(Ca^{2+}+Mg^{2+})}}$$

式中：Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}表示各离子在每升水中的毫克当量数（等于 mol/L×离子价数）。

当$A>20$时，为有害的水；当$A=15\sim20$时，为有害边缘水；当$A<8$时，为相

当安全的水。

因钠吸附比值仅反映了钠盐，应用时还应与全盐量结合进行评价，颇为烦琐。目前北方较广使用的是河南省原地矿局提出的盐度、碱度评价法。其评价指标见表 5－16 和表 5－17。该方法将灌溉水质对农作物和土壤的危害分为了四种类型：

表 5－16　灌溉用水水质评价指标

水质类型、评价值指标、危害类型		好水	中等水	盐碱水	重盐碱水
盐害	碱度味零时盐度 (meq/L)[①]	<15	15～25	25～40	>40
碱害	盐度小于 10 时碱度（meq/L）	<4	4～8	8～12	>12
综合危害	矿化度（g/L）	<2	2～3	3～4	>4
灌溉水水质评价		长期灌溉对主要作物生长无不良影响，还能把盐碱地浇成好地	长期灌溉或灌溉不当时，对土壤和主要作物有影响，但合理浇灌能避免土壤发生盐碱化	灌溉不当时，土壤盐碱化，主要作物生长不好，必须注意浇灌方法，使用得当，作物生长良好	浇灌后土壤迅速盐碱化，对作物影响很大，即使特别干旱时，也尽量避免过量使用
说明		① 本指标适用于非盐碱化土壤，已盐碱化土壤可视盐碱化程度调整使用 ② 本表根据豫东地区主要作物，如小麦、高粱、玉米、棉花、黄豆等被灌溉后的反映程度确定的			

① meq/L 表示毫克当量/L，是过去常用的浓度单位，它除以离子价数，即等于 mol/L（下同）。

a. 盐害：主要指氯化钠和硫酸钠这两种盐分对农作物和土壤的危害。一般在农作物的根、茎内的水分中含盐量很低。当用含这两种盐的高矿化水灌溉以后，由于渗透压的存在，灌溉水中高浓度的盐分会向作物内的低浓度方向迁移，而作物内的水则向高浓度（灌溉水）方向运移。农作物因此枯萎死亡，或在阳光作用下使盐分积累在作物的茎叶表面上，使农作物不能正常生长。常用这种水灌溉，还可使土壤变成不宜于作物生长的盐土。

水质的盐害程度，可用盐度表示。盐度就是液态下氯化钠和硫酸钠的最大危害含量（单位为 meq/L）。其计算方法如下：

当 $r\mathrm{Na}^+ > r\mathrm{Cl}^- + r\mathrm{SO_4}^{2-}$ 时，盐度 $= r\mathrm{Cl}^- + r\mathrm{SO_4}^{2-}$；

当 $r\mathrm{Na}^+ < r\mathrm{Cl}^- + r\mathrm{SO_4}^{2-}$ 时，盐度 $= r\mathrm{Na}^+$。

b. 碱害：也称苏打害，主要是指碳酸钠和重碳酸钠对农作物和土壤的危害。因为这种盐能腐蚀农作物的根部，使作物外皮形成不溶性腐殖酸钠，造成作物烂根，以致死亡。

此外，水中钠离子易与土粒表面吸附的钙、镁等离子交换。形成富含吸附钠离子的碱土。碱土不具颗粒结构，透水性和透气性都很差，干时坚硬、龟裂，湿时泞粘，不适

于农作物生长。

水质的碱害程度用碱度表示。碱度就是液态下重碳酸钠的危害含量（meq/L）。其计算公式为

$$碱度=(\gamma HCO_3^- + \gamma CO_3^{2-}) - (\gamma Ca^{2+} + \gamma Mg^{2+})$$

如计算结果为负值时，则以盐害为主。

c. 盐碱害：即盐害与碱害共存。当盐度大于10，并有碱度存在时，即称为盐碱害。这种危害，一方面能使土壤迅速盐碱化，另一方面又对农作物的根部有很强的腐蚀作用，使农作物死亡。

d. 综合危害：除盐害碱害外，水中的氧化钙、氧化镁等其他有害成分与盐碱害一起对农作物和土壤产生的危害，称为综合危害。综合危害的程度主要决定于水中所含各种可溶盐的总量，所以用矿化度（g/L）来说明。

评价的指标如表5－16所示。如果只有盐害和碱害的水，可按表5－17所规定的指标评价。应当指出，表中所列指标是根据河南省豫东地区条件试验得出的；将其运用到其他地区时，应结合具体条件加以修正。

表5－17　盐碱害类型双项灌溉水质评价指标

盐度	碱度	水质类型
10～20	4～8	盐碱水
	>8	重盐碱水
20～30	<4	盐碱水
	>4	重盐碱水
>30	微量	重盐碱水

3）灌溉水质肥效的评价

地下水中所含氮化物和磷化物，特别是氮化物，在适宜的条件下其量可以很高，具有肥效作用，用这种高氮水灌溉既能供水又能供肥，对农作物具有明显的增产效果，因而称之为肥水。据西北水土保持生物土壤研究所的资料，关中地区肥水的硝态氮含量一般为15 mg/L～100 mg/L；就是说，50×10^4 kg水中含有7.5 kg～50 kg氮素。每亩地浇一次水，如以50 m^3计，就相当于施0.75 kg～5 kg氮肥。据陕西关中地区统计，用肥水灌溉，小麦可增产23%～116%，玉米增产37%～100%，谷子增产48%～124%，棉花增产30%。有的地区，地下水中的含氮量远远超过上述数值，最高可达200 mg/L～450 mg/L。

一般认为，地下水中硝态氮的含量达到15 mg/L时，可称为肥水。硝态氮含量愈高，肥效愈好。但是当硝态氮含量达到一定高的浓度时，往往水中其他危害盐类也相应地增多，对农作物可能存在危害。因此对肥水评价时，不能简单地仅依据水中含氮量的多少为指标，还必须考虑水中伴生盐类对作物的影响。为了充分利用肥源，对于含氮高、其他有害盐类含量也高的水，还可以与淡水混合使用，以达到既降低其他盐类的浓度又能满足肥水标准的目的。

为了反映肥效与有害盐类的关系，常用肥盐比的指标来评价。肥盐比就是硝态氮含量与全盐量的比值。河南省的资料认为：硝态氮含量高、肥盐比大于0.1的水为优质水；硝态氮含量中等，肥盐比为0.1～0.01的水为好的水；硝态氮含量较低，肥盐比为0.01～0.005的水为可用的水，需掺入淡水稀释；硝态氮含量低，肥盐比小于0.005的水，一般不宜使用。

目前，对肥水的质量评价尚无统一标准，需要评价时可参考有关专著。

4）矿泉水水质评价

泉水中的某些特殊矿物盐类、微量元素或某些气体含量达到某一标准或具一定温度时，该泉水具有特殊的用途，称其为矿泉水。它是一种宝贵的地下矿产资源。按矿泉水的用途，可分为三大类，即工业矿水、医疗矿水和饮用矿泉水。近年，我国在许多地方发现了矿泉水，特别是饮用矿泉水，在国、内外均有很好的销售市场。

（1）饮用矿泉水水质评价标准

饮用矿泉水，系指可以作为瓶装饮料的天然矿泉水。它必须是深源地下水的天然露头或人工开发的深层地下水源；水中必须含有有益于人体健康的一种或几种化学成分，如游离二氧化碳、偏硅酸、锂、锶……根据《中华人民共和国饮用天然矿泉水标准》《GB8537—87》规定，饮用矿泉水的特殊化学组分的界限指标如表5－18所示。

表5－18　引用天然矿泉水特殊化学组分的界限指标

项目	指标（mg/L）
锂	≥0.2
锶	≥0.2
锌	≥0.2
溴	≥0.1
碘	≥0.2
偏硅酸	≥25
硒	≥0.01
游离二氧化碳	≥250
矿化度	≥1000

凡符合饮用水水质标准，同时又符合上表中各项指标之一者，都可称饮用天然矿泉水。但对锶含量在0.2 mg/L～0.4 mg/L范围或偏硅酸含量在25 mg/L～30 mg/L范围的地下水，还必须具有水温达20℃以上或水的同位素测定年龄在10年以上的附加条件，方可称为饮用天然矿泉水。

对饮用矿泉水，在国家标准中，作了以下几方面的规定：

① 对感官性状，要求与生活饮用水卫生标准（GB5749—2006）中的要求相同，并允许有极少量的天然矿物盐类沉淀。

② 某些元素和组分的限量指标。如表5－19所示，大多是饮用水标准规定的限量，仅个别几项允许其含量超过饮用水标准。因为这些标准都是根据动物实验制定的，有的

是根据对人群地方病的观测统计资料制定。一般人体本身所含的化学成分，特别是微量元素和当地的地质背景、水质及食物来源呈正相关关系。若当地流失或含有过量的某种化学成分时，就很可能导致地方病的发生。因此，在考虑这一因素及人体健康的前提下，饮用矿泉水的化学成分及其限值又不完全同于生活饮用水水质标准。例如氟的含量，国家饮用水标准定为小于 1 mg/L，世界卫生组织定为小于 1.5 mg/L。适量的氟对人体是有益的，高氟区和低氟区都有地方病发生。在某些情况下，氟可作为判识矿泉水的标志元素。法国维希矿泉水的氟超过 3 mg/L，意大利出售的饮料矿泉水中也有高达 2 mg/L～2.4 mg/L 者。因此国家标准规定氟的限量小于 2.5 mg/L。含氟量高的矿泉水，低氟地区的人饮用是很有好处的；高氟地区的人就不宜购买这种矿泉水。

表 5－19　某些元素和组分的限量指标

组分	指标（mg/L）	组分	指标（mg/L）
锂	<5	汞	<0.001
锶	<5	银	<0.05
碘	<1	硼（以 H_3BO_3 计）	<30
锌	<5	硒	<0.05
铜	<1	砷	<0.05
钡	<5	氟化物（以 F^- 计）	<2.5
镉	<0.01	耗氧量（以 O_2 计）	<3.0
铬（M）	<0.05	硝酸盐（以 NO_3^- 计）	<45
铅	<0.05	镭－226	<1.1（Bq/L）

③ 污染物指标不得超过表 5－20 所规定的标准，比一般饮用水标准要求更严格。因为它直接用于饮用。

表 5－20　污染物限量指标

项　目	指　标（mg/L）
酚类化合物（以苯酚计算）	<0.002
氰化物（以 CN— 计）	<0.01
亚硝酸盐（以 NO_2—计）	<0.005
总 β 活性	<1.5（Bq/L）

（2）饮用矿泉水水质评价原则

为了确保饮用矿泉水的质量和产量，进行水质评价时，必须以国家规定的标准为依据。标准中没有规定的某些成分，则应参照一般饮用水标准评价。当两者的规定有矛盾时，则以饮用矿泉水的标准为准。在评价过程中，还要结合饮用矿泉水产地的地质、水文地质条件和动态观测资料进行论证。例如，矿化度，一般饮用水标准规定小于 1000 mg/L，而大于 1000 mg/L 正是矿泉水的重要标志之一，其上限又未作规定。只要其他有害成分均未超标，则其上限以人们可口为宜。氯化物的含量，饮用水标准中为小

于250 mg/L，矿泉水标准中未作规定。国外有些矿泉水中其含量可以较高，如维希矿泉水含量达350 mg/L，美国萨洛塔矿泉水含量高达760 mg/L。氯化物对水的味道有影响，对配水系统管道有腐蚀作用，只要人们能接受，适当超过一般饮用水标准也是允许的。铁的含量，在饮用水标准中，规定为0.3 mg/L，主要考虑是影响感官。但铁的存在，可表明形成矿泉水的地质、水文地质条件，是鉴别矿泉水的重要标志之一。因此，铁含量高于饮用水标准是可以的，国外有的矿泉水铁含量高达4.5 mg/L。早期原地质矿产部的标准，铁的限值为5 mg/L～10 mg/L。在铁质矿泉水中，铁含量可大于10 mg/L，而且在装瓶时还可做除铁处理，除铁后的水仍属天然矿泉水。硫酸盐的含量在饮用水标准中为250 mg/L，因为它对配水系统具有腐蚀作用，它和镁结合还会引起腹泻。但国外一些矿泉水中硫酸盐的含量很高，有的达1000 mg/L，原国家地质矿产部的标准认为，当矿泉水中镁含量小于80 mg/L时，硫酸盐含量可大于400 mg/L。

（3）医疗矿水水质标准

医疗矿水在我国也很普遍，但对其水质的研究还不够。现介绍两个标准可供参考，应以国家正规颁布的标准为依据。

① 医疗热矿水水质标准：系国内20世纪70年代的标准，其内容见表5－21。

表5－21　医疗热矿泉水标准

组分	为决定地下水是否为医疗矿水的含量（g/L）	为决定矿水名称所需的最小含量（g/L）	医疗矿泉水名称
锂（Li^+）	0.001	0.005	锂水
锶（Sr^{2+}）	0.01	0.01	锶水
钡（Ba^{2+}）	0.005	0.005	钡水
锰（Mn^{2+}）	0.001	—	—
铁（Fe^{2+}）	0.010	0.010	铁水
氟（F^-）	0.002	0.002	氟水
溴（Br^-）	0.005	0.025	溴水
碘（I^-）	0.001	0.010	碘水
偏硼酸（HBO_2）	0.005	0.050	硼水
磷酸（H_3PO_4）	0.005	—	—
硅酸（H_2SiO_3）	0.025	0.075	硅水
重砷酸（$HASO_4^-$）	0.001	0.001	砷水
镭（Ra）	10^{-11}	$>10^{-11}$	镭水
氡（Rn）	3.5马海	10马海	氡水
游离碳酸（CO_2）	0.250	0.075	碳酸水
总硫化氢（$\sum H_2S$）	0.001	0.010	硫化氢水

注：1马海＝3.6×10^{-10}Ci/L，Ci＝3.7×10^{10}Bq，根据《地下热水普查勘探方法》，地质出版社，1973年。

② 中国医疗矿泉水分类修订方案，见表5－22。

表5－22　中国医疗矿泉水分类修订方案

分类	名称	矿化度(g/L)	主要成分		特殊成分
			阴离子	阳离子	
一	氡泉				Rn>3nCi/L
二	碳酸泉				游离 CO_2>1000 mg/L
三	硫化氢泉				总硫量>2 mg/L
四	铁泉				Fe^{2+}、Fe^{3+}，10 mg/L 以上
五	碘泉				I^->5 mg/L
六	溴泉				Br^->25 mg/L
七	砷泉				As^+>0.7 mg/L
八	硅酸泉				H_2SiO_3>50 mg/L
九	重碳酸泉	>1	HCO_3	Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}	
十	硫酸盐泉	>1	SO_4^-	Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}	
十一	氯化物泉	>1	Cl^-	Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}	
十二	淡泉	<1			

注：1981年中国疗养院专题会议上通过。《中华理疗》杂志，1982年3期。

第 6 章　地下水系统开发与疏排工程

地下水是水文循环的重要组成部分，它对人类活动有重要影响，主要表现在：作为资源之一，起着维持生命作用，如人类饮用水、温泉医疗水、制作食盐的卤水或用于肥料的肥水、硝氨水与富钾水等；作为影响人类工程活动的水害方面则有矿坑排水、防止工程地质灾害的疏水等，针对以上问题分地下水开发工程与地下水疏排水工程专题讨论之。

6.1　地下水开发工程

地下水是水资源的重要组成部分。由于它具有许多地表水资源不可比拟的优点，所以在工农业用水与生活用水中也占有相当大的比重。为供水进行地下水开发工程的关键在于正确地选择水源地、合理地选用取水建筑物以及科学设计取水建筑物。

6.1.1　地下水源地的选择

水源地选择的合理与否，不仅直接关系到取水工程的投资，而且也关系到是否能够保证水源地与取水工程经济、安全的长期运转和避免产生各种不良的负面影响。水源地的选择，对于大中型集中供水源地来说，就是确定布井取水地段及布井方案的具体位置；对小型分散的水源地来说，则是确定取水井位的具体位置。

在确定集中式水源地时，首先应考虑水源地开发的经济、安全和扩建前景，在满足水量、水质要求和节省建设投资的前提下，从经济角度考虑，水源地应尽可能靠近供水区以降低取水成本，或选择在地下水浅埋或自流地段；从安全角度，处于河谷地段的水源地应考虑水井的淹没问题；从工艺角度，对人工开挖的大口径取水工程，则需要考虑井壁的稳固性。对有多个可比选方案时，则需考虑未来扩大开采的可能。从地质与水文地质技术角度考虑，水源地（或开采地段）的选择应尽可能达到以下技术要求：

① 选择含水层厚度大、透水性强、分布广的地段上。如冲洪积扇的中上部砾石带和轴部，冲积平原的古河床；厚度较大的层状似层状裂隙或岩溶含水层；延伸深且远的宽大断裂带及其他脉状基岩裂隙含水带。

② 最大限度拦截区域地下径流，并尽量接近补给源和充分截夺各种可能补给量。例如，基岩区常常选在集水条件最好的区域性阻水界面的上游一侧；在松散岩层分布区，水源地尽量靠近有河水渗漏补给的河岸带；在岩溶地区，水源地最好接近区域地下水盆地的排泄区。

③ 避免出现新旧水源之间、工业与农业用水之间、供水与矿山排水之间的矛盾，即新建水源地应尽量远离原有的取水或排水点，减少相互干扰。

④ 远离城市与工矿企业排污、排废区，远离已污染（或天然水质不良）的地表水

体或含水层地段；避开易于使水井淤塞、涌沙的流砂层或岩溶充填带。

⑤ 避开地面沉陷、塌陷、地裂缝等有害工程地质作用的地段。

6.1.2 地下取水建筑物的类型与设计

6.1.2.1 取水建筑类型

取水建筑物类型可因地下水埋藏条件、开采要求、经济技术条件及思想观念而异。但总括起来可归纳为垂直系统、水平系统、联合系统和引泉工程四种类型。

① 垂直系统：以竖井类为代表，如筒井、管井（机井）、管筒井、自流井等。这种系统适用性强，是目前地下水开发工程中最常见的建筑物形式。

② 水平系统：如坎儿井和截潜流工程、辐射井等。坎儿井多集中在新疆维吾尔自治区的哈密、吐鲁番和鄯善等地区。而截潜流工程和辐射井在中国各省（区）的山区和平原地区均有采用。

③ 联合系统：垂直与水平相结合的混合类型，如竖井与水平放射井的组合。

④ 引泉系统：大多为岩溶大泉的引水工程，有的具部分地下引水隧道洞室、有的几乎就是一个地表砌沟。

在决定地下水取水建筑物时，应综合考虑含水层埋深、厚度、富水性以及地下水位动态、径流条件、包括技术经济条件等。

地下取水建筑物的种类和适用条件见表 6－1。

表 6－1 地下水取水构筑物的种类和使用范围

种类	形式	尺寸	深度	水文地质条件			出水量
				地下水埋深	含水层厚度	水文地质特征	
垂直集水	管井	井径为 50mm～1000mm，常用为 150mm～600mm	井深为 10m～1000m，常用为 300m 以内	在抽水设备能解决的情况下不受限制	厚度 5m 以上	适用于任何砂、卵、砾石层，构造裂隙、岩溶裂隙	单井出水量一般 $500m^3/d$～$6000m^3/d$，最大为 $20000m^3/d$～$30000m^3/d$
垂直集水	大口井	井径为 2m～12m，常用为 4m～8m	井深为 20m 以内，常用为 6m～15m	埋藏较浅一般在 10m 以内	厚度 5m～15m	适用于任何砂、卵、砾石层。渗透系数最好在 $20m^3/d$ 以上	单井出水量一般 $500m^3/d$～10000 m^3/d，最大为 20000 m^3/d～30000 m^3/d
水平集水	渗渠	管径为 0.45m～1.5m，常用为 0.6m～1.0m	埋深为 7m 以内，常用为 4m～6m	埋藏较浅一般在 2m 以内	厚度较薄，为 4m～6m	适用于中砂、粗砂、砾石或卵石层	一般为 10 m^3/d～30 m^3/d 最大为 50 m^3/d～100 m^3/d
水平集水	坎儿井	暗斜井，拱形断面，一般高为 1.3m～1.5m，宽为 0.6m～0.7m	从出水口处向上源推算，以与水平线夹角 30°～50°计算暗斜井不同位置的深度	埋深较浅，如 2m～3m	较薄	冲洪积扇上部、丘陵地区砂、砂砾石直径 1mm～20mm，砾石含量 60%～70%	
垂直与水平联合集水	辐射井	同大口井	同大口井	同大口井	同大口井，能有效地开采，水量丰富、含水层较薄地下水和河床下渗透水	含水层最好为中粗砂或砾石。不得含有漂石	单井出水量一般为 5000 m^3/d～50000 m^3/d

6.1.2.2　管井设计

管井是一种直径较小，深度较大，井壁用钢管、铸铁管、混凝土管或塑料管等各种管材加固的井型。因其通常采用钻机施工，水泵抽水，故习惯上又名机井。根据管井是否完全穿透含水层，还可以分为完整管井与非完整管井。

管井是开发利用地下水开发工程中采用最为广泛的建筑物形式。在城镇工矿企业的地下水供水工程中，多采用管井开采地下水。管井施工方便，完井后几乎不占面积，能建造于任何岩性的地层中，适用于各种地下水埋深和水量丰富的含水层。

管井的直径一般为 200 mm～1000 mm，井深最大可达 1000 m 以上。在实际中最常见的管井直径多小于 500 mm，井深多小于 200 m。

1）管井的结构

管井的结构因其水文地质条件、施工方法、提水机具和用途等的不同，其结构形式也不相同。但大体可分为井口、井身、进水部分和沉砂管四部分（图 6−1）。

（1）井口

通常将管井接近地表的一部分称为井口。为了安全和便于管理，一般多与机电设备设置在同一个泵房内。井口虽然不属于管井的主要部分，但如设计与施工不当，不仅会给管理工作带来许多不便，甚至还会影响整个井的质量和寿命。因此，在设计与施工中应注意以下几点：

① 井出口处的井管应与水泵或泵管紧密联接，以防污水或杂物进入，同时又便于安装与拆卸。通常井管管口需要露出泵房底板约 0.3 m～0.8 m，以便加套直径大于管外径的护管。护管必须采用钢管和铸铁管，以备承受震动和附加荷载。

② 井口要足够的坚固和稳定，以便承受电机和水泵等的重量和震动而不沉陷。为此，应环绕井口开挖半径不小于 1.0 m，深度 1.5 m 左右的坑，分层回填粘性土或灰土并充分夯实。然后再在其上按要求浇筑混凝土泵座。

③ 在井管的封盖法兰盘上或在泵座一侧应预留有 30 mm～50 mm 的孔眼，以备在管理过程中测量机井的动、静水位变化。且需配有孔盖，以防杂物掉入井中卡死失效。

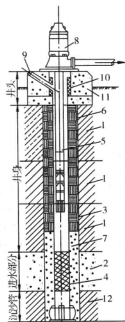


图 6−1　管井

1. 隔水层；　2. 含水层；
3. 井壁管；　4. 滤水管；
5. 泵管；　6. 封闭物；
7. 滤料；　8. 水泵；
9. 水位观测孔；10. 护管；
11. 泵座；　12. 不透水层

（2）井身

如图 6−1 所示，通常将井口以下至进水部分的一段井柱称为井身。井身是不要求进水的，所以宜采用各种密实井管加固。如果管井是多层取水，则为对应各隔水层部分的分段井柱。井身虽非管井的主要部分，但其长度所占比例较大，一般约占全井

的2/3～4/5，甚至更大，故在设计和施工中是不容忽视的。

如果井身所在部位的岩层坚固稳定，井管可不用加固。但如要求隔离有害的和不计划开采的含水层时，须用有足够强度的井管严密封闭，以防井壁坍塌。另外，水泵和泵管要通过井身部分进行安装，故井身要求相当顺直。

（3）进水部分

管井的进水部分是管井的心脏部分，它结构合理与否，直接影响着管井的质量和其使用寿命的长短。

除坚固的裂隙岩层外，对松散含水层以及破碎的基岩含水岩层，均须装设滤水管。滤水管的长度应按当地水文地质条件和总体规划中计划开采的含水层厚度而定。如果含水层集中，可装设一整段；如在数层含水层中取水，而各层之间又相隔较远时，则滤水管应对应含水层分段装设。滤水管的长度应根据含水层的厚度来确定，一般来说，在完整井中，对于集中的潜水层，当含水层厚度小于 30 m 时，可按含水层的 1/2～3/4 厚度装设滤水管。而在不完整井中，对承压含水层采取其钻入含水层的深度装设滤水管；而对潜水含水层则应采取设计动水位至井底（除沉砂管外）的井段装设滤水管（有关滤水管合理长度问题在后面讨论）。要纠正那种从静水位开始一直到井底装设滤水管的不正确的作法。其原因是在抽水开始后，管井动水位以上部分的滤水管并不进水。

（4）沉砂管

沉砂管的用途主要是为了在运行过程中，使随水带进井内的砂粒（未能随水抽出的部分）沉淀在管内，以备定期清理。如不加设沉砂管，便有可能淤积滤水管，使滤水管的进水面积减少，从而增大了进水流速和水头损失，减小了管井的出水量。沉砂管通常采用尾端封闭无缝管，并与滤水管底端相联。其长度随含水层的厚度和砂粒大小而定。如所开采的含水层厚度较大或颗粒较细时，沉砂管可取长一些；反之，则可以短一些。一般含水层的厚度在 30 m 以上，且有细砂粒时，其沉砂管长度不应小于 5 m；井深小于 30 m，沉砂管长度一般取 3 m。如含水层较薄时，为了尽量增大井的出水量，应将沉砂管设在下部的不透水层内，使其不要占据含水层的厚度。如果沉砂管装在含水层内，便会减小滤水管的有效长度。

2）井管类型

井管是管井需用量最大，也是最基本的材料。井管可以分为不进水的密实井管和专门用以进水的滤水管。本节主要介绍井管的类型和其适用条件，在下节中介绍滤水管的结构。在中国一些重要城市、工矿企业、交通运输等部门的供水管井，多采用各种钢管和铸铁管作为井管与滤水管。农田灌溉和排水的管井，除少数采用焊接钢管和铸铁管外，绝大多数采用各种非金属井管，如混凝土管、石棉水泥管、塑料管和陶管等。

为了保证管井在受力状态下不致破坏，井管应具有承受包括轴向和径向压力的足够强度。

（1）钢管与铸铁管

钢管和铸铁管的优点是机械强度高、规格标准、易于加工，而且重量轻（钢管更为显著）、施工安装方便。缺点是造价高，易于产生化学腐蚀和电化学侵蚀。普通钢管因具有易于锈结和腐蚀的缺点，所以逐渐改用各种低碳钢管、不锈钢管和铝管等，但其造

价也就随之增高。

铸铁管一般多采用 HT15—32 号铸铁浇铸而成，其抗拉极限强度约为 150MPa，远较钢管为低。但较耐腐蚀，所以使用寿命比钢管为长。由于铸铁性脆，管壁较厚，自重也较大，故使用的深度受到一定的限制。

（2）混凝土管

混凝土管是机井建设中采用最为广泛的一种。由于各地原料、生产条件和工艺的不同，所以产品的质量、规格也十分不统一。一般壁厚约 30 mm～50 mm，随采用的井深而异（长度 1 m～4 m）。在实际生产中有加细钢筋网者，也有纯素混凝土者。不过根据经验，加有细钢筋网者，不论在使用、装卸和搬运过程中，其损失率均较低。通常其纵筋多采用 Φ6 mm 的钢筋 6～8 根，螺旋环筋采用 Φ4 mm 的低碳冷拉钢丝，每米约 8 圈（图 6－2）。制造混凝土井管对材料有一定的要求：水泥应采用不低于 500# 的普通硅酸盐水泥，对硫酸盐含量高的地下水，则采用火山灰硅酸盐水泥。砂石骨料要适应井管壁薄强度高的特点，砂应以粗砂为宜，但其级配不能过于集中，其中粗、中、细粒的比例以接近为好，含泥量要求不大于 3%，以质地坚实的石英最佳。石子用砾石和碎石均可，可视当地料源而定，但必须致密坚固，不能采用风化石料。其颗粒直径的大小，应考虑管壁厚度的要求，一般以 5 mm～15 mm 为宜，合格率不低于 80%，其中含泥量不宜大于 5%。

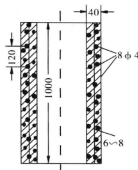


图 6－2　混凝土井管构造钢筋

混凝土井管因其不能抗拉，强度有限，只能用托盘下管，适用井深 200m 以内，目前已逐渐减少使用。钢筋混凝土井管允许承受拉、弯应力，既可用托盘下管，又可用悬吊下管法，下管深度可达 400 m，现已被国家列为正式产品。

（3）石棉水泥井管

石棉水泥井管是一种比较新型的井管材料，主要材料为水泥和石棉，它具有重量轻、耐腐蚀、易加工和造价低等优点。由于所用的原材料和生产工艺的不同，其配料比例也不完全相同，大致水泥约占 80%～85%，石棉纤维均占 15%～18%，其余附加材料如玻璃纤维和纸浆等约占 1.5%～2.0%。

石棉水泥井管管壁较薄，接头如处理不好，易漏砂淤井，适用于井深在 200 m 以内的水井。目前，随着混凝土井管和塑料井管的广泛使用，石棉水泥井管使用比例正在不断减少。

3）滤水管

（1）滤水管的基本要求

滤水管是管井最重要的组成部分。滤水管应该能使地下水从含水层渗滤进入井内时受到的阻力最小，即要有大的透水性，同时又要能有效地拦截含水层中的砂粒，以防砂砾随水进入井内。对于井壁不稳定的井，滤水管还要起到加固作用。因此，管井的滤水管一定要按含水层的特征，设计其合理的结构。结合国内外的资料，滤水管应具有以下性能。

① 在阻力最小且流速不超过极限值（不扰动含水层）的前提下，保证最大的进水量。

② 防止产生涌砂，同时又不易发生机械堵塞。滤水管的进水孔眼或条孔的孔隙直径必须小于地下水中所含颗粒的直径。

③ 具有足够的机械强度，能承受地层压力。

④ 有较高的抗腐蚀能力，保证水井有较长的使用期限。

⑤ 结构简单、制作容易、安装方便、造价低廉。

总之，滤水管应强度高、透水性好、耐久性强和价格适宜。

（2）滤水管的结构类型

过滤管主要由过滤骨架和过滤层组成。过滤骨架起支撑作用，有两种结构：一为带孔眼的管子；二为用钢筋间隔排列而成的管状物。过滤层起着过滤作用，有分布于骨架外的密集缠丝、带孔眼的滤网及砾石充填层等。按不同骨架和不同过滤层的组合，滤水管可分为四种基本类型：骨架滤水管、缠丝滤水管、包网滤水管和砾石滤水管。

① 骨架滤水管：在各种材料的管子上，利用机械的方法开有圆形孔、直缝孔。这些孔直接作为进水通道，管外不带过滤层。主要用于井壁较稳定的基岩或颗粒均匀的卵砾石含水地层，也可作为其他类型滤水管的骨架。根据孔的形状不同，骨架滤水管又分为以下三种：

圆孔式滤水管：在管壁上开有交错排列的圆孔，其孔眼可根据不同管材而用不同方法制成。一般金属管和石棉水泥管多用钻孔或冲压而成，而混凝土管只能在浇筑成型时预留孔。

条孔式滤水管：条孔式滤水管的进水孔为细长矩形，多用金属管冲压或用混凝土管在浇筑成型时预留。其优点是不易堵塞和进水阻力小等。

筋条滤水管：在两节短管之间焊以钢筋，钢筋围成圆柱形，常作为缠丝滤水管的骨架部分。

② 缠丝滤水管：在骨架管外缠以金属丝而成。金属丝断面有梯形和圆形，以梯形较好。为了保证缠丝间隙均匀，以机械缠丝为佳。近年来，在有腐蚀的地方采用抗腐蚀性强的尼龙丝，既延长了滤水管的使用寿命，又节约了大量金属，效果较好（图 6－3）。

③ 包网滤水管：为了提高滤水管防砂效率，在骨架管或缠丝管外覆盖过滤网，即成包网滤水管。经常使用的过滤网有铜丝网、镀锌铁丝网和尼龙丝网。其中，铜丝网价格昂贵，铁丝网易腐蚀，现已很少使用。目前应用最广泛的是尼龙网（图 6－4）。

④ 砾石滤水管：砂砾石是一种良好的天然滤水材料（简称滤料或填料）。将这种材料围填于滤水管与含水层之间的间隙内，构成一定均匀厚度的砂砾石外罩，便称为砂砾滤水管。此时，滤料便成为构成滤水管的重要组成部分，起着滤水效果的决定性作用。其余部分只成为支撑滤料的骨架管了。骨架管是配合滤料工作的，因而其结构就要根据滤料的特征来决定。

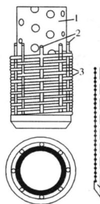


图 6－3　缠丝滤水管

1. 骨架管；2. 纵向杆条；3. 缠丝

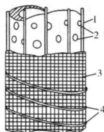


图 6－4　包网滤水管

1. 垫条；2. 井水孔眼；
3. 滤水网；4. 缠丝

砾石滤水管所用砾石的大小应与含水层粒度相配合，含水层颗粒越细，所用砾石越小。

在 20 世纪 80 年代，中国还引进了一种贴砾滤水管。这种滤水管的骨架管为塑料管，骨架管上有不同宽度的缝隙，外壁用高强度粘合剂将砾料粘贴。由于它有足够的强度，安置深度可达 400 m～500 m，滤水管的长度和直径也可根据需要制成不同规格。但由于价格和制作工艺等原因，目前应用并不广泛，主要集中在粉细砂含水层地区的水井和地热水井中。

4）管井的合理布局

取水井的合理布局，是指在水源地的允许开采量和取水范围确定之后，布设合理井数与勘定理想的井位，以利最有效地开采地下水，减少地下水开采产生的负面环境效应。

（1）管井的平面布局

一旦取水井数确定后，取水井的平面布设则可根据勘察地段的水文地质条件与供水方便确定，有的教材对于平面布局提出了一系列规则类型，如直线式布井、梅花形布井、扇形布井、均匀布井等，当然还有不规则的非均匀布井等。具体采用何种平面布井方式则要依具体地质、含水层与富水性的空间展布、地形与供水地点而定。

（2）完整井与非完整井布置

对于厚度小于 30 m 的孔隙含水层和多数基岩裂隙含水层，一般采用完整井（即揭穿整个含水层厚度）取水。对于厚度大于 30 m 的含水层，采用非完整井。对于多层含水层，垂向上采用分层取水。例如，渭南傍河水源地就采用垂向井组方式分别开采浅于 45 m 的潜水、45 m～90 m 浅层承压水、90 m～180 m 中层承压水和 180 m～300 m 深层承压水。

对于大厚度单层含水层，当采用非完整井组分段取水时，滤水管长度与安装部位对

井的出水量影响至关重要。讨论如下：

① 滤水管最佳长度确定：根据长期的实验数据与历史经验，对于完整或非完整井滤水管使用并非越长越好，如陕西省综合勘察设计院在西安市大厚度含水层的测试数据表明（图 6－5 和图 6－6），当降深达到 10.47m 时，滤水管有效长度不超过 30 m。因此，过滤器长度可按下列原则确定：含水层厚度小于 30 m 时，在设计动水位以下的含水层部位，全部下滤水管；含水层厚度大于 30m 时，可根据试验资料并参照表 6－2 确定。

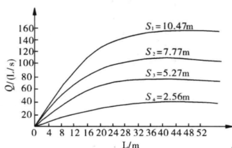


图 6－5 出水量与滤水管长度关系曲线

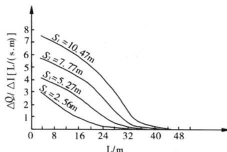


图 6－6 出水量增加与滤水管长度关系曲线

表 6－2 滤水管适宜直径、长度、规格类型及出水量

岩层名称		粉砂层	细砂层	中砂层	粗砂、砾石层	卵石、砾石	基岩层
岩层结构成分		颗粒较均匀，d_{50} = 0.1 mm，一般含部分黏土渗透系数约 5 m/d	颗粒较均匀，d_{50}=0.15 mm～0.2 mm，渗透系数 0 m/d～20 m/d	颗粒较均匀 d_{50}=0.25 mm～0.4 mm，渗透系数 30 m/d～50 m/d	颗粒不均匀，d_{50}=0.5 mm～1.25 mm，渗透系数 100 m/d～200 m/d	颗粒不均匀 d_{50}=1.25 mm～50 mm，渗透系数 200 m/d～1000 m/d	溶洞裂隙发育的石灰岩溶洞内清水，无填充物
井的口径		井壁管和滤水管 150 mm～200 mm 上部井管为了装泵，有时为 250 mm～300 mm	井壁管和滤水管 200 mm 上部井管为了装泵，有时为 300 mm	井壁管和滤水管 200 mm～300 mm 上部为了装泵，有时为 350 mm～400 mm	井壁管和滤水管 300 mm～400 mm，上部为了装泵，有时为 450 mm～500 mm	井壁管和滤水管 400 mm～1000 mm，上部为了装泵，有时为 1200 mm	上部最大开口 500 mm，依次缩小口径为 426 mm、377 mm、325 mm、273 mm、219 mm 等口径
滤水管的长度	一般范围（m）	20～40	20～40	20～40	20～50	20～50	
	较大出水量的合理长度（m）	40～50	40～50	40～50	50～60	50～60	
滤水管的种类		双层填砾滤水管，填砾滤水管	填砾滤水管	填砾滤水管	缠丝滤水管，填砾滤水管	缠丝滤水管，填砾滤水管	带圆孔钢管填砾滤水管
单位涌水量[m^3/（m·d）]		50～100	100～200	200～300	300～500	500～2000	1000～10000

滤水管大多安置在含水层中部，厚度较大的含水层，可将滤水管与井壁管间隔排列，在含水层中分段设置，以获得较好的出水效果。多层承压含水层，应选择在含水性最强的含水段安装滤水管；岩性为均质的潜水含水层，应在含水层底部的 1/2～1/3 厚度内安设滤水管。

② 含水层分段取水设计：对于巨厚且面积分布较广的含水层，若采用等深井群取水方案显然不科学，因为它具有很强的干扰作用，实际取水效果较差。根据实践经验，在这种条件下一般采用分段、井组式取水方案；每个井组的井数取决于含水层取水的分段（或分层）数目。如果分三层取水，则该井组的井数为 3，它可布置成三角形或直线形。由于分段取水时在水平方向的井间干扰作用甚微，所以其井间距离一般采用 3 m～5 m 即可；当含水层颗粒较细或水井封填质量不好时，为防止出现深、浅水井间的水流串通，可把孔距增大到 5 m～10 m（图 6－7）。

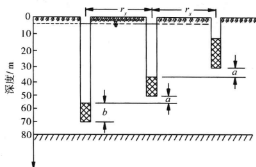


图 6－7　分段取水井组布置

分段取水的“层距”或相邻取水段之间的垂向间距 a 值（图 6－7）的确定原则是：一要避免水平间抽水干扰，二要减少垂向上抽水干扰，三要充分获取整个含水层厚度上的地下水资源。表 6－3 列出了在不同水文地质条件下分段取水的垂向间距值 a。a 值也可通过井组分段（层）取水干扰抽水试验确定。大多实验表明，a 值 5 m～10 m 时，其垂向水量干扰系数一般都小于 25%，完全可以满足供水管井设计的要求。

表 6－3　分段（层）取水井组配置参考资料表

序号	含水层厚度/m	井组配置数据			
		管井数/个	滤水管长度/m	水平间距/m	垂直间距 a/m
1	30～40	1	20～30		
2	40～60	1～2	20～30	5～10	＞5
3	60～100	2～3	20～25	5～10	≥5
4	＞100	3	20～25	5～10	≥5

在透水性较好（中砂以上）的大厚度含水层中分段（层）取水，既可有效开发地下水资源，提高单位面积产水量，又可节省建井投资（不用扩建或新建水源地）并减轻浅部含水层开采强度。据北京、西安、兰州等市 20 多个水源地统计，由于采用了井组分

段（层）取水方法，水源地的开采量都获得了成倍增加。对补给条件较差、面积不大的水源地，分段取水方法要慎用，它可能造成相应的环境地质问题，如加大含水层的水位降深，或引起区域地下水位下降。

（3）井数和井间距的确定

根据水资源评价结果，设计的总允许开采量，设计取水位置，用水单位位置及含水体的空间分布，本着技术上合理、经济与安全上可行的原则，确定布井数，在此基础上进一步确定井间距。

① 大型水源地供水井数与井间距确定：对于大型水源地集中式供水的井数与井间距的确定有二种方式，其一是经验试采法：此方法虽然原始，但有时十分有效；它建立在详勘阶段的一系列抽水试验基础之上，利用抽水试验孔改为开采孔所得的参数，进行比拟外推，最终确定布井具体井数与间距，这在 20 世纪 80 年代之前所有生产单位基本采用此法；其二则是开采数值模拟法，此方法是建立在大型计算机广泛使用的今天，特别是对已进行了系统抽水试验、充分获取了水文地质参数，建立了水文地质数学模型的大型水源地，常利用一部分试采井，一部分“虚拟井”进行开采动态正演模拟，在模拟过程中不断调整虚拟井参数（包括井数、井深、位置、降深、抽水量等），以获最佳抽水供水状态（即最小投资、最小干扰、最少井数、最小降深、最小间距、最大水量、最小环境影响的供水状态）。现今计算机图形与动画功能也十分强大，可以把数值模拟与图形模拟有机结合，并能直观看到最佳模拟结果。另外，要达到准确模拟的程度并非如语言表达那么简单易行，因而必须有强大的计算机编程的技术支撑，获得系统参数的足够经费及严谨的科学研究作风，否则将成为一种“经验布井、计算机模拟包装（利用现成程序）”的“伪科学”成果。

对于大型水源地的井群布置除考虑抽水干扰产生的不良影响外（水位降深干扰值应小于 20%），还应考虑中心点（或其他预计的干扰强点）的水位不能超过允许水位降深的设计值。表 6－4 为陕西省勘察院对松散堆积含水体（厚度大于 60 m～80 m）确定井距的参考数据。对于基岩层，特别是中国西南地区的岩溶含水层不能参考此值，但可参考相关文献与资料。

表 6－4　单井出水能力与井距关系表

含水层岩性	单井出水能力 (m^3/d)	井距/m		
		傍河潜水含水层	远河（＞1000rn）潜水含水层	远河多层含水
粗砂、卵石层	＞4000	200～250	300～400	350～450
中、粗砂层	2000～4000	250～300	400～500	450～550
细、中砂层	1000～2000	300～350	500～550	550～650
粉、细	＜1000	350～400	550～600	650～750

② 分散式灌溉供水井数与井间距的确定：此方法是基于中国西北黄土塬或松散堆积体地区水文地质研究成果，在成都平原、比较开阔的红层区也可参考使用；但对于基岩，特别是岩溶区仅能作为参考。

利用地下水对农田进行间歇性的灌溉，本身就是一种科学种田的进步之举，它不需要集中、系统的建立抽水与供水设施。它只需根据灌区的需要进行规则或不规则、等距或不等距的布置浅井或中深井即可。井数的多少与井间距均取决于单井灌溉面积，单位面积上的灌溉需水量必须与该范围内地下水的可采量相平衡。据此，针对两种灌溉区确定井数与井间距：

a. 面积大且地下水丰富区：若地下水补给充足、资源丰富，能满足土地的灌溉需求，则可简单地根据需水量来确定井数与井距。首先确定（计算）单井可灌溉面积 F（亩*）：

$$F=\frac{Q\cdot t\cdot T}{q}\cdot\eta \tag{6-1}$$

式中：Q——单井的稳定出水量，m^3/h；

t——每天抽水时间，h；

T——每次灌溉所需的天数，d；

q——单位面积灌溉量，m^3/亩；

η—有效灌溉系数。

按正方形布井，井间距(D)为

$$D=\sqrt{667F} \tag{6-2}$$

按等边三角形布井，井间距(D)为

$$D=\frac{2}{\sqrt[4]{3}}\cdot\sqrt{667F} \tag{6-3}$$

整个灌区总井数(n)为

$$n=\frac{\alpha\cdot A}{F} \tag{6-4}$$

式中：A——灌区的总面积，亩；

α——土地利用率，%；

F——单井控制的灌溉面积，亩。

实际上如果采用节水滴灌方式，其井数能大大减少，井间距能更大，若保持井数与井间距则单井采水量可大大减少，以达到有效利用、节约资源的目的。

b. 面积小且地下水较贫区：对于地下水不够丰富且灌溉面积较小区，井数与井距的确定则必须考虑同时抽水产生的干扰作用，因而可使用经验试采法、水位削减法等确定合理的井数与井距。如果采用节水方式的滴灌，其计算也可用（6－1）式～（6－4）式作初步计算，然后根据具体条件进行修正。

6.1.2.3　大口井设计

含水层厚度不大、地下水埋藏浅、富水性较好的供水区，或利用河流河漫滩类的傍河取水区，宜用大口井技术。井深根据含水层埋深、设计水位降深、地下水位变幅、吸水管足阀下保留水深及井底反滤层厚度等确定。井径根据出水量大小，抽水设备安装位

---

* 1 亩=666. $\dot{6}$平方米

置及施工条件等确定。对于非完整大口井，井径与出水量在一定范围内呈直线关系，但随井径进一步加大，产水量维持稳定。

含水层厚度 5 m～10 m 时，多采用井壁进水的完整井，井壁进水孔形式可以分为：水平进水孔、斜形进水孔和无砂混凝土透水井壁。另外，井底应掘入不透水层，并设置沉砂坑。

含水层厚度大于 10 m，一般采用井底进水或井底井壁同时进水的非完整井，井底距不透水层不小于 1.0 m～2.0 m，若采用井底井壁同时进水，井底必须做反滤层 3～4 层，防止井底涌砂，井壁进水形式与完整井井壁进水形式相同。

6.1.2.4 辐射井设计

使用大口井的供水区也可采用辐射井。辐射井由集水井和辐射管组成，其设计内容包括平面位置选择、空间组合布设。整体布局方式可根据所处的地质条件、地貌位置特别是与河床的关系进行设计（参考表 6−5）。

表 6−5 辐射井布置形式及位置选择

集水类型	布 置 形 式	位置选择原则
集取河床渗透水	集水井设在岸边或滩地，辐射管伸入河床下	① 集取河床渗透水时，应选河床稳定、水质较清、流速较大、有一定冲刷力的直线河段 ② 集取岸边地下水时，应选含水层较厚、渗透系数较大的地段 ③ 远离地表水体集取地下水时，应选地下水位较高、渗透系数较大地下水补给充沛的地段
同时集取河床渗透水和岸边地下水	集水井设在岸边，部分辐射管伸入河床下，部分辐射管设在岸边	
集取岸边地下水	集水井和辐射管都设在岸边	
远离河流集取地下水	迎地下水流方向的辐射管长度，应大于背地下水流方向的辐射管的长度	

当含水层较薄或夺取河床渗透水时，宜设置单层辐射管（图 6−8）；当含水层较厚，地下水富水性好，可设置多层辐射管（图 6−9）。多层辐射管的布置要求见表 6−7；当多层含水层较厚，各含水层之间水力联系又不密切时，可设置倾斜式辐射井。辐射管在井内应交错布置，便于辐射管顶进水，辐射管要以 1/250 的纵向坡度向集水井倾斜。一般最下一层辐射管与井底距离为 1 m～2 m。辐射井组成，其规格和作用见表 6−6。

表 6−6 辐射井组成

名 称	规 格	作 用
集水井	大口井封底或不封底，直径根据辐射管井的施工方法和抽水设备确定	① 顶进辐射管；② 安装抽水设备；③ 汇集水量；④ 井底进水增加出水量（不封底时）
辐射管	沿集水井径向设置，直径 50 mm～250 mm，单层或多层，每层数根 3～8 根	集取河床渗透水和地下水

表 6－7　多层辐射管的布置

管径/mm	层数/个	层距/m	每层根数
50～75	4～6	0.5～1.2	6～8
100～150	2	1.5～3.0	3～6

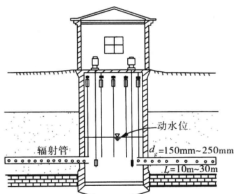


图 6－8　单层辐射管布置图

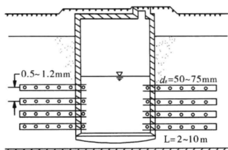


图 6－9　多层辐射管布置图

除以上多种井管方式取水外，在北方松散堆积区或冲洪积扇区还有坎儿井（渗渠）取水方式（图 6－10），关于渗渠设计等具体内容可参看相关资料，本书不做详细介绍。

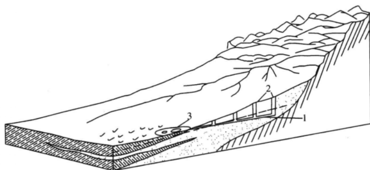


图 6－10　坎儿井

1. 坑道；2. 检查井；3. 蓄水池

6.1.3　地下储水工程

地表截留建库储水、发电已是常规技术，而地下储水建库、甚至发电目前在世界各地也不断出现，显现了地下水库的优势。目前，美国、英国、德国、荷兰及中国等水文地质专家在建立地下水库方面都有相当成功的典例。地下储水工程据含水介质可分孔隙、裂隙含水系统与岩溶含水系统的地下储水工程。

6.1.3.1 孔隙、裂隙含水系统的地下储水工程

孔隙、裂隙地下水系统的主要特点是相对均质，特别是松散堆积沉积体－砂砾石层具有极强的透水、富水与储水性，除此之外还具降水、地表水与地下水的强交换性，这些性质为建地下水库提供了前提条件。根据有利的水文地质及地形地貌位置，则可通过建“地下坝”形成“有坝”地下水库或利用大型蓄水天然地质构造，采取天然或人工引渗回灌措施蓄水的无坝地下水库。因而，地下储水工程是指利用天然松散沉积层的强富水与强渗透、强水力交替特征，对其地下储水的孔隙空间采用人工措施引渗蓄水，再附以人工和自然调蓄技术，对地下水水资源进行局域时空再分配。这种工程也称为地下水建库工程。如果采用人工灌浆进行地下局部围堵者，称为“有坝地下水库”，否则称为“无坝地下水库”，中国河北省的南宫地下水库即属后者。

(1) 无坝地下水库

该类地下水库建库主要选择在含水层厚度大、颗粒粗，与水源充足的地表水有直接互补关系，具有良好的人工调蓄条件的地段，如冲洪积扇顶部和中部。冲洪积扇的中上游为单一潜水区，含水层颗粒粗、分布范围广、厚度大（可达上百米），有巨大的储存和调蓄空间，且地下水位埋深大、补给条件好；而扇体下游受岩相影响，颗粒细，构成天然阻水屏障、成为了天然截流“坝”（图 6－11）。这种结构特征，决定了地下水库具有易蓄易采、能充分利用“旱借洪还”、“以丰补欠”动态平衡的特点，具有良好的调蓄功能和多年调节能力。

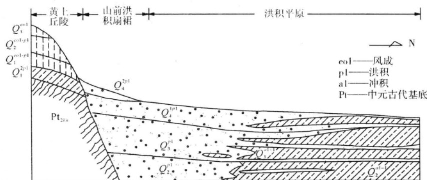


图 6－11　秦岭北坡冲洪积扇结构

从图 6－11 可以看出该类地下水库的调蓄最佳部位是冲洪积扇的中上游单一潜水区，即剖面中部地段。该处可在枯、旱期采用群井疏干式强采，以腾出地下孔隙空间，得到丰水期的降水或山洪渗透补给，达到“以丰补歉”的地下水采、补循环模式。为实现这种调蓄方式，在工程措施上要贯穿采、补结合思想。补源措施可在河流的上、中、下游分级修建高出河床 1 m～2 m 滞洪坝，延长河水对地下水的补给时间，增加河床中水层厚度与湿周长度，从而达到增加地下水补给量的目的。也可利用扇体上游的一些废弃沙坑引洪水进行人工回灌增加补给量。在取水工程上可采用可调泵的群井开采。井间

距根据实际情况利用相关技术确定。

涝河冲洪积扇地下水库位于秦岭北坡户县余下镇，面积 30.28 km^2，扇体内主要河流为涝河，在涝河中下游河床上建有 4 级高出河床 1 m～2 m 的拦洪坝；涝河多年平均流量 3.91 m^3/s，当其流量小于 2.07 m^3/s 时（扣除渠道引水量），河水几乎全部入渗地下。

为获取库中地下水，按井距 400 m 布置开采井，设计总开采量为 19.8×10^4 m^3/d。为证实开采的可行性，利用有限元分析法进行了长达 120 个月强采模拟计算。模拟的四口观测井水位动态历时曲线如图 6－12 所示。以观测孔 Gl 的降深历时曲线为例分析，在 120 个月中出现 4 次极值降深：第一次出现在第 26 月～27 月，最低水位为 424.96 m，经 4 个月降雨回补水位升至 427.74 m。

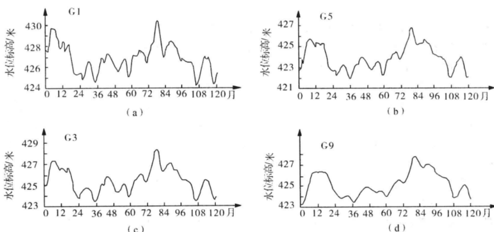


图 6－12　涝河地下水库模拟开采抽水的四口观测井水位动态变化曲线

第二次出现在第 35 个月段，低水位为 424.64 m，经 4 个月回升至 427.7 m；第三次出现在第 56～58 个月段，最低水位 425.15 m，经 2 个月回升至 428.3 m；第四次出现在 105～107 个月段，最低水位为 424.23 m，经 3 个月回升至 428.33 m。经过以上近十年的模拟可以推断水位的枯丰动态变化可以达到新的平衡，说明该地下水库有很强的调蓄能力。

（2）有坝地下水库

在孔隙裂隙含水层中，或松散堆积体中的“有坝”地下水库实际上是根据水文地质条件进行部分的灌浆封堵，减少地下含水体天然的外泄而形成一个相对封闭的地下水储水空间。它与地表水库“大坝”有着本质的差别。

在有的教材中把有坝地下水库形象地分成：① 地下坝；② 蓄水的库容；③ 能够把大气降水和地面来水有效地渗入地下水库中的各种引渗回灌工程；④ 水井等从地下水库提取用水的工程等四个部分，如图 6－13 所示。

在大多数情况下比起无坝地下水库更难实现，只有在一些特定水文地质条件下才能

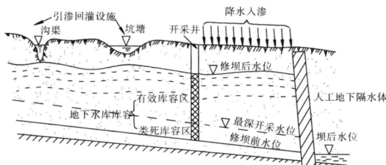


图 6－13　地下水库纵剖面示意图

考虑理论式的建库。建库必须慎重，因为地表水坝建成后还可以人工撤除，而地下水库建“坝”后若引起环境地质问题需要拆除时却不象想象那样容易。

有坝地下水库设计中应该考虑以下问题：

① 地下水库的库容应与能获得的各种补给水量相适应。

② 地下水库建立不能引起不良环境地质问题，如盐渍化、沼泽化、地下水质恶化、地基不稳等。

③ 应满足经济合理、技术可行的要求，如能以“非完整坝”得到“完整地下坝”一样的效果，就不用完整地下坝的设计；

修筑地下坝所采用的施工方法与地表水库坝基防渗处理所采用的方法基本相似。当地下坝深度不大时，例如在 10 m～15 m 以内，可以用人工或机械开挖明槽，然后按设计要求回填防渗材料——黏土、混凝土、黏土砂石混凝土，或块石砌体等，形成防渗墙体即可，也可以采用打板桩以形成截水墙的方法；当地下坝深度较大时，可以根据水文地质及工程地质条件采用帷幕灌浆法，连续管柱法以及连续倒挂壁井筒联接法等。用这些方法在坝址断面上形成一道或数道防渗隔水墙。

6.1.3.2　岩溶地下水库与发电工程

中国西南岩溶石山区与中部湖北、三峡岩溶区的喀斯特地貌、地下的岩溶管道十分发育，其水文环境具有地表和地下双层空间结构，地下网状管道暗河系统尤为发育，并有替代地表水文网之趋势。正如民谣所云：“地表溪水貴如油，地下阴河华华流。”因而，中国岩溶石漠化地区解决缺水问题的关键是如何开发、利用与保护地下水；其中建设岩溶地下水库是极为有效的方法之一。岩溶区地下水库建库模式一般有两种：

(1) 地下河堵洞成库

即在地下河道（或出口）筑坝拦蓄地下水成库。这类工程可分为全封闭成库和半封闭拦蓄两种。全封闭式堵洞成库为在洞口或地下河道上对地下河道采用堵体（混凝土、砌石等）将河道全封闭，而在堵体上设置放水闸阀或在库首段设置排洪隧洞调节溢洪。半封闭式堵洞成库多用于地下河道空间较大的地下河，在地下河道上筑溢流式滚水坝，坝顶至地下河道洞顶留有足够的空间，用以泄流。

岩溶区地下水库的主要工程地质问题是渗漏问题，包括坝区渗漏和库区渗漏。应注意坝区的裂隙发育情况、地下河道的平面、剖面展布形态，采用帷幕灌浆防渗。对于库区渗漏应查明地下河系统的空间结构，充分利用隔水岩层、阻水断裂作为地下水库侧向阻水边界。

（2）溶洼成库

明伏交替的地下河，明流段多为深部岩溶裂隙不发育的灰岩段或隔水性能相对较好的碎屑岩分布区，地表多成洼地、槽谷。明流进入岩溶发育的碳酸盐岩后即通过伏流入口或落水洞潜入地下转为暗流。利用上述有利条件，在伏流入口处采用堵体对入口进行完全封堵，利用地表洼地作为蓄水空间成库。

下面结合广西建库经验介绍岩溶区地下水库建库实例。

广西岩溶区面积约为 9.6×10^4 km²，已查明地下河 445 条（表 6－8），地下水天然资源量为 484.84×10^8 m³/a，允许开采量可达 197.67×10^8 m³/a。现开采量为 16.98×10^8 m³/a，占允许开采量的 8.59%。这表明广西岩溶区地下水开采潜力很大。然而，由于岩溶管道系统复杂、地下河分布不均，加之开发利用不当甚至加剧了石漠化，不但造成地下河水文特征发生变化，水资源减少，水质恶化，而且引起了地下水系的变化，甚至导致了洪涝、塌陷、水污染等一系列环境问题，增加了开发研究的难度。

表 6－8　广西各碳酸盐岩类型区地下河出口数统计表

地貌类型	面积（km²）	地下河出口数	占总数的百分比（%）	地下河出口密度（个/平方千米）	枯季流量（L/s）
灰岩与白云岩互层	12271	56	12.58	4.56	18001.43
碎屑岩夹碳酸盐岩	6618	20	4.49	3.02	7576.28
碳酸盐岩夹碎屑岩	4685	10	2.25	2.13	8512.28
纯灰岩	66645	356	80.00	5.33	162613.11
纯白云岩	1542	3	0.67	1.95	5243.8
合计	91761	444	100.00	4.84	196858.2

据统计该地区已有 124 条暗河开发利用，其中暗河出口建坝蓄水 57 条、天窗提水 25 条、地下河堵洞成库 3 条、引水发电 17 条、地表－地下联合建库 22 条。总括起来岩溶地区地下水库以建坝堵水为主，其中偶用引水技术。堵水建库：主要利用暗河出口或大型集水漏斗、天坑，选择适当有利位置进行地下建坝封堵，减缓地下水流速、提高地下水位，达到储水供水与发电的目的。典型例子见图（6－14）。

图 6－14（a）为广西南丹的八半屯地下河，流域面积 285 km，枯季流量 1.576 m³/s，出口封堵后其水位与谷底落差近 60 m，利用天然落差、安装三台发电机组进行发电，已取得良好效果。

图 6－14(b) 为宜州市里洞地下河，穿过一小山包向下游外溢。地貌上称之为盲谷。在暗河溢出口封堵后，盲谷中水流不再外溢而成库，库容达 615×10^8 m³，灌溉面积 0.79 亩，装机容量达 3×250 kw。

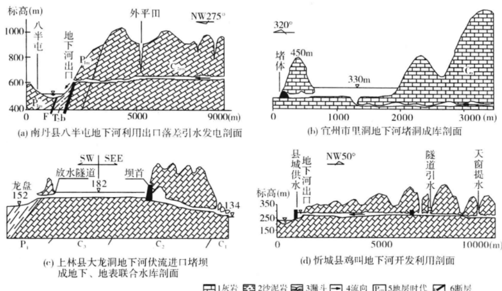


图 6－14 岩溶区地下水库建库模式图（引自覃小群）

图 6－14(c) 为上林县的大龙洞地下河，在伏河入口段建坝堵水，使上游形成长达 10 km 的岩溶湖，可用于灌溉与发电。

图 6－14(d) 为广西忻城县的鸡叫地下河，出口流量为 2.288 m^3/s，河长达 10 km，在上游利用天窗提水，中游利用鸡叫天窗进入主暗河管道筑坝，抬高水位 30 m，进行人工引水灌溉，在暗河出口建坝堵水向县城供水与发电。使地下水得到充分利用。

地下水库的建设前应进行充分的科学论证，否则，它将产生一系列的负面环境影响，主要表现在：管理不善、利用率较低，引起渗漏、塌陷等工程问题，污染或局部沼泽化盐渍化环境问题。如广西靖西县龙潭地下河，本为县城供水水源，但由于坝内侧发生多处土层塌陷，库水沿塌陷漏斗从其他地下管道排走，使工程失效。

6.2 矿坑地下水疏排工程

对于供水，地下水是一种宝贵的资源，而对于地下采矿和各种地下工程的开挖，则把地下水作为需防治和排除的有害对象而加以研究。地下水大量涌入坑道不仅影响工程的施工、增加工程建设投资和采矿成本，同时也对工程施工人员的安全构成严重威胁。矿井与地下工程的排水就是研究矿井及各种地下工程涌水与排水、突水与防水以及有关环境地质问题的一门科学。由于矿井与地下工程排水所面临的问题基本相似，因此本节将以矿井排水为例进行研究。

6.2.1 采矿工程与矿床水文地质概要

6.2.1.1 采矿工程简介

采矿是目前人类为生存获取有用资源的重要手段，目前采矿方式大多以地下开采为

主，以竖井、斜井、巷道的形式进入地下，对矿体进行有序的挖掘开采，并在地下深处不同水平留下采矿石门、运输大巷、采矿巷道等一系列大型空间。地下矿产开采所应用的巷道系统如图 6－15 所示，黑色粗大斜线条为矿体或煤层、中空部分为人工开拓后留下的开放空间。巷道系统由以下数部分组成：

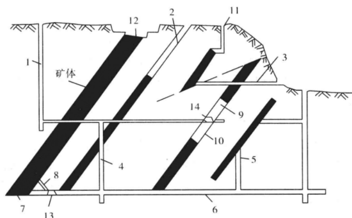


图 6－15 地下开采井巷

1. 竖井；2. 斜井；3. 平硐；4. 盲井；5. 溜井；6. 石门；7. 矿门；8. 溜道；9. 上山道；10. 下山道；11. 小井；12. 露天矿；13. 岩层平巷；14. 矿层平巷

(1) 垂直巷道

竖(立)井——由地面掘进的大口径井筒，系主要垂直通道；

盲(暗)井——与地表不直接相通的竖井（或斜井）；

溜井——连接上、下水平，专用于放矿的井筒；

小井——与地面相通作通风或临时提升用的小型竖井。

(2) 水平巷道

平硐——由地面掘进的主要水平巷道；

石门——在地下垂直矿体走向，开掘在岩层中的水平巷道；

矿门——在地下垂直矿体走向，开掘在矿层中的水平巷道；

岩层平巷——沿走向开掘在岩层中的水平巷道；

矿层平巷——沿走向开掘在矿层中的水平巷道。

(3) 倾斜巷道

斜井——由地面掘进有一定倾角的大口径井筒，是主要倾斜通道；

溜道——在地下溜矿用的倾斜巷道；

上山道——在地下沿矿体倾斜向上开掘的巷道；

下山道——在地下沿矿体倾斜向下开掘的巷道；

露天矿——为露天开采部分。

以上各单一巷道在开采生产过程相互联接，互为补充形成了完整的“巷（坑）道系

统”。

垂直巷道（竖井）的四壁称帮，下面称底。水平和倾斜巷道的顶称顶板，底称底板，而侧亦称帮，前进开掘的面称工作面或掌子面，采矿工作面也称回采面。回采后的空间称采空区（详细采矿工程系统可参考有关矿山类专著）。

对于可溶性芒硝矿床一般采用爆破－洞室水溶法开采，其井巷以主斜井、风井结构为主，其余巷道系统相对简单。

巷道系统的空间提供了地下集水场所，大量地下水将在其中聚集，对采矿施工人员，矿井与地下设施可能产生重大潜在危害。因而采矿前期、采矿过程中地下水疏排引起的地面塌陷、环境破坏问题，采矿完毕、后期封矿的地下水保护等问题是矿床水文地质研究的主题。

6.2.1.2 矿床水文地质研究概要

矿床水文地质学服务于矿床的勘探与开采。其工作内容因勘探与开采的不同阶段而异，可分为矿区水文地质勘探和矿山水文地质工作两大类。前者是矿产地质勘探的组成部分，以满足勘探要求与矿山设计为目的，这部分工作是从事地下水研究者的主要工作；后者是矿山企业为保障生产安全，以提高效益、降低成本为目的的工作。对于其他地下工程来说，也同样分为勘察设计阶段和施工阶段水文地质工作。

（1）矿区水文地质勘探

矿区水文地质勘探是以国家的勘探规范为工作依据，主要工作内容有：查明矿区水文地质条件与主要充水因素，预测矿井涌水量，初步评价矿区供水水源，预测开采造成的环境地质问题。

（2）矿山水文地质工作

① 一般工作：按矿山开发阶段分为 3 个部分。a. 基建阶段水文地质工作：承接勘探资料，围绕大巷开拓、前期试采开展工作，完善长期观测系统，研究、制定疏排水方案与水害防治措施，建立水文地质资料信息档案；b. 开采阶段经常性工作：井巷水文地质编录，坚持长期观测，水文地质资料综合整理，监测可疑突水点、制订突水事故应急预案；c. 闭坑阶段工作：总结经验与教训，研究矿山环境恢复对策、防止老窑水外溢，有效保护地下水环境、防止地面可能塌陷。

② 专门性工作：a. 水文地质补充性勘探；b. 根据矿山设计和生产的需要，为某些特定的防治水工程进行放水试验和示踪连通试验；c. 矿井水害的防治与可能的综合利用。

矿山水文地质工作与传统矿床水文地质学讨论内容有较大差异，前者注重矿山本身的安全问题，后者注重矿山开拓过程中的地质、水文地质环境的系统反映。

6.2.1.3 矿区水文地质工作的特点

（1）矿区水文地质工作是与地质勘探密切配合的

由于矿区水文地质工作是矿产地质勘探的一个组成部分，因此，它必须在矿产地质勘探的总体框架内作为一个整体开展工作，并全面融入其设计中，才能充分利用地质勘探的多种勘探成果获取水文地质信息，以发挥最大技术经济效益。因此，必须了解地质

勘探的特点与过程。

（2）矿床水文地质评价是与采矿条件相结合的

由于采矿活动对矿区水文地质条件影响极大，无论是充水条件分析，还是矿井涌水量预测，都需要考虑矿床的开采条件。因此，了解矿床与采矿的基础知识是做好矿区水文地质工作的基础。

（3）矿床水文地质与供水水文地质的工作目标虽对立但又统一

前者以疏干为目的，为保证排水运作最经济、最安全，工作重点在于寻找最便捷途径，以满足井下枯丰涌水量最小，且不产生突水溃井安全事故；而后者是以供水为目的，为保证供水水量与水质满足需求，工作重点在于提供优质水源地，达到水位降深最小，枯丰开采量最大而又不产生环境地质问题的目标。因此水文地质工作者需要用最好的技术智慧，利用矿山的同一水源，解决排供矛盾，达到最佳的综合经济效益。

6.2.1.4　矿床水文地质分类

中国矿山淹井事故之多、水量之大，可谓世界之最。因此，提高矿床充水勘探与预测水平，始终是矿床水文地质工作追求的目标。长期的勘探与开采实践表明，水文地质条件相似的矿床，具有基本类似的充水条件与接近的矿井涌水量及采后的主要水文地质工程地质问题。随着资料和经验的积累，人们逐渐揭示了矿床所处的内外环境与充水条件和充水强度之间的内在联系，为在理论上分类奠定了基础。分类既要对中国复杂多变的矿床充水条件具有高度的概括，又应明确各类型的基本水文地质特征，区别不同类型之间的差异，以便于指导矿床水文地质勘探和开采疏干工作。

1）矿床水文地质类型

1982 年原国家地质矿产部颁发的《矿区水文地质工程地质普查勘探规范》中提出了矿床水文地质分类方案，考虑到岩溶充水矿床最为复杂，1983 年水文地质与工程地质研究所提出了《中国岩溶充水矿床水文地质勘探类型》，并将岩溶充水矿床进行了细分。在以上文件的基础上，1991 年 10 月 1 日，国家技术监督局颁发了新的国家标准《矿区水文地质工程地质勘探规范》（GBl2719—91），主要内容如下：

（1）含水类型划分

① 以孔隙含水层充水为主的“孔隙充水矿床”；

② 以裂隙含水层充水为主的“裂隙充水矿床”；

③ 以岩溶含水层充水为主的“岩溶充水矿床”，并细分为“溶蚀裂隙充水”、“溶洞充水”及“暗河管道充水”岩溶矿床三个亚类。

（2）充水方式类型划分

① 直接充水矿床，即矿床主要充水层（含冒落带和底板突破带）与矿体直接接触，地下水直接进入矿坑；

② 顶板或底板间接充水矿床，即主要充水层与矿体间存在隔水层或弱透水层，地下水通过顶板冒落带、底板底鼓破碎带或构造破碎带、弱透水层等间接进入矿坑。

（3）综合分类

① 水文地质条件简单的充水矿床类型。主要矿体位于当地侵蚀基准面之上，地形上自然排水通畅；或主要矿体虽在基准面以下，但附近无地表水体。矿床顶底板隔水性

强，其主要充水层和构造破碎带富水性弱至中等，地下水补给条件差，边界简单。很少或无第四系覆盖。

② 水文地质条件中等复杂的充水矿床类型。主要矿体位于当地侵蚀基准面以上，地形有自然排水条件，主要充水含水层和构造破碎带富水性中等至强，地下水补给条件好；或主要矿体位于当地侵蚀基准面以下，但附近地表水不构成矿床的主要充水因素，主要充水含水层、构造破碎带富水性中等，地下水补给条件差，边界条件较复杂。第四系覆盖面积小且薄，疏干排水可能导致少量塌陷。

③ 水文地质条件复杂的充水矿床类型。主要矿体位于当地侵蚀基准面以下，主要充水含水层富水性强，补给条件好，并具较高水压；构造破碎带发育，导水性强且沟通区域强含水层或地表水体，边界条件复杂；第四系厚度大、分布广；疏干排水可能导致大面积塌陷、沉降。

2）不同类型矿床充水基本特征

（1）以岩溶水充水为主的矿床

该类矿床矿种多、储量大、分布广、充水强，中国很多的金属和非金属矿床及开拓在灰岩地层中的地下工程都受到岩溶水的威胁，特别是矿床深度开采，常发生淹井事故。据概略统计北方石炭二叠系煤矿区 20 世纪 50～80 年代的 30 多年间，发生 10 m^3/min以上的突水达 200 余次。1984 年 6 月 2 日，开滦范各庄矿因开挖突遇岩溶陷落柱而发生特大突水事故，突水量达 916 m^3/min，瞬时最大突水量高达 2053 m^3/min，为中国与世界之最。南方岩溶充水金属矿和煤矿区，则常因强排或疏干地下水引发大范围地面塌陷，如湖南恩口煤矿，截止到 1986 年已产生地面塌陷 6600 多次。很多事实表明，岩溶水充水矿床的水文地质条件非常复杂，是各国矿床水文地质学家们研究的重点与难点。岩溶水充水矿床主要特征是：

① 绝大多数属水文地质条件复杂类型。正常条件下以水量大为特点，属可控制范围；在遇断裂带、岩溶陷落柱、未判明的老窑与地下暗河时可能引起大规模溃水淹井事故，具有突发性强、预测预报难、水势猛、水量大、影响时间长、波及范围广等灾害性特征。

② 充水的地域性极强。中国北方主要充水层以中奥陶统的裂隙岩溶含水层为主，岩溶发育相对均匀，多具有明显的层控规律，形成相对统一的地下水流场，矿床开采疏干时地下水位多呈平面式的统一下降；南方岩溶矿区以二叠系溶洞水为主；西南地区则以泥盆系到三叠系的岩溶管道水为主。该地区的溶洞与岩溶管道时空上发育极不均匀，且常与强烈构造运动活动带、断层断裂破碎带伴生，地下水系统各自独立，大多不形成统一流场，正因为岩溶发育的极不均匀、极不规律性，当井巷揭露它们时，极易发生突水事故。

（2）以裂隙水充水为主的矿床

多属水文地质条件简单（少数为中等到复杂）类型。该类矿床种类较多，常与坚硬、非可溶性裂隙发育岩石伴生。

该类矿床的浅部以风化裂隙充水为主，深部以构造裂隙和断裂带充水为主；裂隙发育较均匀的层位可形成似层状充水层，多数为片状含水体或脉状含水带。充水水源多数

以降水为主，少见地表水体补给。富水程度由中到弱，矿井涌水量一般由浅部到深部变小，多数矿井的涌水量小于1000 m^3/d，勘探时的钻孔涌水最一般小于1 L/s，个别沟通强水源者，可发生突水。

(3) 以孔隙充水为主的矿床

属水文地质条件中等到复杂类型，少数为水文地质条件简单类型。该类矿床种类相对少，大多为砂矿和露天煤矿，常与松散沉积物和半胶结半坚硬岩层伴生，成为其上覆、下伏孔隙充水层。

该类矿床的主要充水层为上部的孔隙含水层。常常和地表水体有直接或间接的水力联系，涌水量随季节变化明显，矿床开采后诱发的涌砂、地面塌陷、区域地下水位下降等环境地质问题较多。

6.2.2　矿坑充水条件分析

在采矿开始以后，矿体和围岩中赋存的地下水可不断汇集在矿坑开拓空间中，并进而被人工疏排的水统称为“矿坑水”，其各种水（降水、地表水渗入、外围地下水入渗）补给矿坑水的过程称“矿坑充水”。而它的充水途径、充水过程及充水强度的研究称之为“矿坑充水条件分析”。它包括充水水源、充水通道、充水强度及影响因素（充水三要素）的系统研究与分析。

6.2.2.1　矿床充水水源分析

矿床充水水源主要有大气降水、地表水、地下水和老窑水。

(1) 大气降水

大气降水是所有矿床充水的直接或间接水源。位于当地侵蚀基准面以上的矿床和开采范围附近无地表水分布的矿区，降水成为了矿床充水的唯一水源，对矿床充水强度起着控制作用。降水作为直接补给源的矿床有：处于分水岭地段和地下水位变幅带内的矿床，浅埋且充水含水层基本裸露的矿床，西南地区岩溶管道充水的矿床以及露天开采的矿床等。

降水量的大小是决定矿床充水强度的最关键水源，南方湿润多雨地区的矿床充水强度普遍大于北方半干旱、干旱地区，尤以西北干旱地区矿坑涌水量最小；大多情况下降水入渗强度随矿体埋深增加而减弱，矿坑涌水量滞后于降水，并呈季节性周期变化，其最大与最小涌水量之比可达数十倍。如位于分水岭地段的湖南香花岭多金属岩溶管道充水矿床，最大与最小涌水量比值为30；矿坑出现涌水突然增大均与降水强度的增大有关，一般仅滞后于暴雨数小时或数日，据历史记载，矿坑淹井事故大都发生在特大降水的丰水年，如四川邻水县一个三叠纪须家河煤系地层的小煤窑突水死人事故即发生在连续大降雨时段。

(2) 地表水

矿区或矿区附近的地表水体（河、溪、湖、塘）是矿井充水的另一重要水源，正常条件下它可能不会对采矿造成很大的威胁，但一旦在采矿中揭开了某些与地表水相联系的断裂破碎带、岩溶塌陷管道，则可能对采矿产生重大灾害性威协。因此，地表水存在与否也成为矿床水文地质条件复杂程度划分的重要依据之一。

地表水的规模及其与矿体之间的距离直接影响矿床的充水强度。一般地表水体的规模愈大，离矿体距离愈近，威胁也愈大，反之则小。位于季节性河流附近的矿床，平时矿坑涌水量不大，而在雨季、季节河溢洪可能对矿坑涌水造成威胁。一般情况下，随开采深度的增加，地表水对矿坑涌水的影响会明显减弱。如湖南某矿，在河下 50 m 处涌水量为 3.36×10^4 m^3/d，采深至 120 m～150 m 时，平均涌水量仅 0.35×10^4 m^3/d，几乎减少达 10 倍。但在一些特定地质条件下，若又采用特殊矿山开采工艺，也可能使矿坑涌水量随采深的增加而增加，如重庆万盛南桐矿则是如此，甚至产生突水，这是因为采用了先采 6 号煤层，自由放顶，然后再采 4 号层的采掘工艺，引起了穿越隔水层（T_{1f}的地面塌陷，勾通了顶部含水层（T_{1j}）的水源而致。

地表水对矿床充水影响的强弱，取决于地表水对矿井的充水方式，其充水方式可分为两类。

① 渗透式：地表水体与矿床之间存在完整的裂隙或孔隙弱含水体或弱透水层时，地表水如果能对矿坑水产生补给，其方式则属高压渗透式充水，但不可能导致大的危害。如海下采矿的辽东华铜等矿，主要充水围岩是含微裂隙的前震旦系大理岩，岩层倾向海体且上覆以片岩为隔水层，阻挡了海水的大量入侵。至 20 世纪 60 年代，开采已伸入离海岸 200 m 处，最大采深已在海平面以下 693 m，但矿井总涌水量仅仅为1.74×10^4 m^3/d，水源主要是通过断层和裂隙渗入的第四系孔隙水，海水入渗量仅占总涌水量的 9.8 %，约 0.17×10^4 m^3/d；又如湖下采矿的大冶铜汞山矿，充水含水层为岩溶较发育的三叠系灰岩，但在湖底分布稳定的黏土隔水层，矿坑涌水量仅 0.89×10^4 m^3/d。

② 溃入式：地表水体与矿体之间由于某种地质或人为地质工程导致两者发生水力联系则可能产生溃入式充水，并可能导致大的矿难。如海水沿构成海底板的奥陶系灰岩溶洞倒灌的辽东复州湾黏土矿，在 20 世纪 80 年代矿坑－105 m 水平的实际涌水量达到 5.1×10^4 m^3/d；又如河水沿疏干漏斗内、河床中二叠系茅口组灰岩的岩溶塌陷坑回灌的湖南恩口煤矿，在 1977 年、1980 年、1990 年三次暴雨中，河水沿河床塌陷段回灌，致使两河断流，矿井水涌水量分别为 0.5×10^4 m^3/h、大于 0.5×10^4 m^3/h、24×10^4 m^3/h；再如河流通过强透水冲积层直接灌入的内蒙古元宝山煤矿，其矿坑涌水量高达 33×10^4 m^3/h。

（3）地下水

地下水是矿井充水的直接来源，也可能是间接水源，主要视地下水含水体与矿坑的相对位置。造成矿井涌水的含水体可称为直接充水含水体（或充水围岩），如果通过断裂等特殊通道勾通相邻的地下含水层，该含水层也可称为间接充水水源。

定义为充水水源的地下水严格来说，它除了最接近矿体的含水层中的地下水外，还包括一切可能与该层（矿体充水层）能发生直接或间接水力联系的其他地下水体。因而，在讨论此水源时必须认真考虑与充水层以任何形式发生水力联系的、垂向与侧向的、所有地下水体。其充水强度取决于各种相关含水层空隙的大小及与矿体空间联系的畅通性。

在中国以地下水为水源充水的矿床，其威胁程度依次是：北方中奥陶系灰岩，南方二叠系茅口组灰岩和石炭系壶天组灰岩。它们共同特点是：岩石质纯厚度大、岩溶发

育，其90%的矿床可能产生灾害性的涌水甚至突水。

（4）老窑水

老窑水是指被废弃的矿坑和淹没的生产井巷中的积水，是矿区浅部采矿常见的充水水源。老窑水涌水一般来势凶猛，酸性大并含有害气体或携带块石沙土，破坏性大；老窑水因年代久远，分布范围不清，调查困难。因此，对老窑水的调查应该准确，并详细编制老窑水空间分布图，划分危险区，估计容积水量，查清与矿坑及其他水源的联系，制订预防或排除其威协的具体且可靠的措施与方案。

老窑水的调查主要是查找历史采矿资料与进行现场调查，必要时利用遥感卫片解译资料开展物探调查。

矿井充水往往以某种水源为主，兼有其他水源的辅助补给。因此，调查中要针对主、次水源及人为影响进行分门别类研究，以利矿坑突水的防治。

6.2.2.2 充水通道分析

如果"水源"是矿床充水的"充分条件"，那么水流的通道则是矿坑充水的"必要条件"，因而充水通道是否存在是决定能否对矿床形成充水的关键。没有通道、只有水源或只有通道而没水源都不可能对矿床充水。因而充水通道的研究与水源研究同等重要。但充水通道的研究较水源研究更为复杂，不但难以确定其地下空间分布，而且难以确定时间上的突变特征。充水通道研究的目标是确定通道的性质，空间展布与时间上的可能突变趋势。总括起来矿床充水通道有天然通道（构造断裂、岩溶管道等）与人工通道（冒落、开采引起的塌陷、未封闭或封闭不良的井孔）等，分别讨论之：

1）天然充水通道

（1）构造断裂带

构造断裂的性质、规模、空间展布、富水特征是水文地质研究的重点之一，也是矿床充水研究的重点对象。它对矿坑是起着强阻水作用、还是溃水作用，首先取决于断层与矿体（矿坑）的位置关系，如果断层与矿坑关系密切，则取决于断层是阻水断层还是富水（导水）断层，进而取决断层的规模、空间展布、破碎状况、富水特征以及采动过程中对断层性质的影响。因此笼统讨论断层作为"充水通道"是不够的，而应从断层的内涵及断层的水文地质特征进行详尽地研究，必要时在勘探初期就必须进行系统的物探、钻探工程研究，对断层面进行系统取样分析，甚至在断层两侧布置试验井，进行水力联系试验。若在开采过程中遇到断层还要充分研究开采对其的影响，并提出涌突水预防措施。

矿区内的中小断层或区域性构造裂隙带，是矿床顶底板突水中最多见的突水通道，在华北石炭系—二叠系煤田中占50%以上的突水事故都与该类断裂有关。南方矿坑突水事故也不少与断裂有关。

断层是否成为矿井的溃入式导水通道，取决于断层的拉张或挤压性质与采矿活动的方式和强度。采矿活动中，由压性隔水断层局部转化为张性导水断裂的现象也不少见。

（2）溶蚀塌陷

此类通道仅发育在碳酸盐岩、膏盐岩或芒硝矿区。它也可分为天然性的与人工触发性两类岩溶溶蚀塌陷通道，前者如大型天井、天窗、天坑、竖井等隐伏或暴露式垂向溶蚀塌陷通道；后者是指由于人工开采或顶板冒落，造成地下水压力或地应力的改变引起

岩溶洞穴突然塌陷产生的通道，这些通道在暴雨条件下可扩大或加速溃陷。

岩溶溶蚀塌陷通道不仅造成突发性矿井溃水，破坏采矿设施，造成安全事故，而且破坏地面多种设施，导致河水断流，打破地表与地下水运动的平衡，造成巨大经济损失。中国岩溶塌陷多集中发生在南方溶洞充水矿床中，如广西泗顶矿区，1976 年 5 月 14 日暴雨后，长达 127 m 的河床上产生严重塌陷，导致 1/3 河水溃入井下，矿井瞬时涌水量达 14.49 m^3/s，涌砂量达 1100 m^3，造成淹井。

溶蚀塌陷通道的研究是矿床充水研究中十分复杂且十分重要的问题，其原因是其发育的隐伏性、分布的不均匀性、导致灾害的严重性。目前还没有成熟有效的研究方法，更难预测预报岩溶塌陷的时空分布。虽然有的文献作了概括性总结，如地质分析法、多元逐步回归分析建模法、抽水实验观察法等，但只能满足理论的探讨，而无可操作性。其最实用也是最原始的方法则是进行碳酸盐岩区的岩溶发育规律研究，重点调查地面塌陷动态变化与分布现状，并伴以勘探技术进行系统研究，做出塌陷分布图、开采条件下的塌陷预测图，开采过程中设立塌陷监测点或监测网，进行动态监测，并绘制塌陷动态图，及时进行塌陷动态预报。

（3）古岩溶坍塌体（膏盐岩溶陷落柱）

古岩溶坍塌体（或称膏盐岩溶陷落柱）通道与常规岩溶塌陷通道的最大区别是产生的时代的差异，前者指第四纪以来的岩溶塌陷，后者是指三叠系以前包括石炭纪、奥陶纪碳酸盐岩中地质历史阶段沉积的硬石膏层在古地下水作用下溶蚀破坏形成的古溶洞坍塌体或陷落柱。它主要分布在煤层顶底板厚层灰岩古剥蚀面附近，仅晋、鲁、冀、陕、豫、苏 6 省 45 个矿区就发现 2875 个，最大的空间体积有 3×10^4 m^3，分布密度最多达 70 个/平方千米（山西西山煤矿）。多数岩溶陷落柱无水，只有少数因塌落物疏松，或在地震影响下充填物与围岩产生相对位移，成为导水通道，突水时水量大、来势迅猛、易酿成灾害。如河北开滦范各庄煤矿，井深 400 m，遇到一个高 280 m、直径 60 m 的巨大陷落柱，最大突水量 2053 m^3/min，含水层水位下降 51.44 m，影响范围超过 20 km，突水后产生塌陷 17 处，周围供水井全部失去供水能力；此外，河北井陉煤矿，陷落柱的分布与突水点重合，并与现代地下径流方向一致，造成矿井的严重突水。

岩溶陷落柱或古岩溶坍塌体由于深埋地下，地表上无岩溶塌陷迹象，因而一般水文地质调查不易被发现，采用勘探技术发现陷落柱的机率性也很小，故给预测带来困难。其研究方法可采用物探、钻探技术及古岩溶研究技术。

2）人工通道

（1）顶板冒落裂隙通道

这是典型的采空后自然放顶产生的顶板破裂而形成的裂隙空间，对于近水平层矿床通常可分为冒落带、裂隙带与弯曲微裂带（图 6−16 中 a），冒落带从采空底部由下往上又可划分为不规则冒落带：由不规则的岩块杂乱堆积于采空区内；与规则冒落带：由大岩块、似层状断块，不连续性覆盖在不规则冒落带之上；倾斜岩层“三带”形态（图 6−16b、c）与水平层有较大差异。采矿理论认为弯曲带呈整体移动，其下部可能出现离层裂隙，其上部离层裂隙减少或消失；弯曲带上方的地表会形成下陷盆地，盆地边缘出现张裂隙，其深度约 3 m～5 m，一般不超过 10 m，直至闭合消失。因此弯曲带具有

隔水作用。严格来说，对于某些地质组合以上观点可能正确，而对于一些特殊地层组合或特定的开采方式它可能是不正确的，如重庆南桐煤矿大多顶板弯曲带裂隙与水平裂隙交错发育，导致矿井充水量极大地大于正常计算值，因而以上观点不可机械套用。

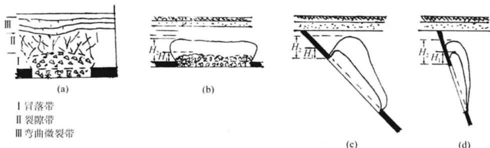


图 6－16　不同倾角矿层中冒落带、导水裂隙带分布形态

以上三带的厚度确定比较困难，目前并没有完全科学的计算方法。对于缓倾角矿层冒落带与导水裂隙带的最大高度估算早期大多沿用苏联半经验公式：

$$H_1 = \frac{M}{(K-1)\cos\alpha} \tag{6-5}$$

$$H_2 = (2 \sim 3)H_1 \tag{6-6}$$

式中：H_1——冒落带最大高度，m；

H_2——导水裂隙带最大高度，m；

M——矿层厚度或采厚，m；

α——矿层倾角；

K——岩石碎胀系数，是指顶板岩层冒落碎胀后的体积和未冒落前原岩体积之比（页岩为 1.15～1.35，砂页岩为 1.2～1.4，砂岩为 1.3～1.6）。

根据近几十年的经验总结，国家《矿井水文地质规程》也给出了对各顶板类型矿床的冒落带与导水裂隙带高度的计算方法（表 6－9），可供参考使用。

表 6－9　冒落带与导水裂隙带高度的计算方法表

煤层倾角/(°)	岩石抗压强度/kg·m^{-2}	岩石名称	顶板管理方法	冒落带最大高度/m	导水裂隙带（包括冒落最大高度）/m
0～54	400～600	辉绿岩、石灰岩、硅质石英岩、砾岩、沙砾岩、砂质页岩等	全部陷落	$H_c=(4\sim5)M$	$H_f=\frac{100M}{2.4n+2.1}+11.2$
	200～400	砂质页岩、泥质砂岩、页岩等	全部陷落	$H_c=(3\sim4)M$	$H_f=\frac{100M}{3.3n+3.8}+5.1$
	<200	风化岩石、页岩、泥质砂岩、黏土岩、第四系和第三系松散层等	全部陷落	$H_c=(1\sim2)M$	$H_f=\frac{100M}{5.1n+5.2}+5.1$

续表6－9

煤层倾角/(°)	岩石抗压强度/kg·m^{-2}	岩石名称	顶板管理方法	冒落带最大高度/m	导水裂隙带（包括冒落最大高度）/m
55～85	400～600	辉绿岩、石灰岩、硅质石英岩、砾岩、沙砾岩、砂质页岩等	全部陷落		$H_f=\frac{100mh}{4.1h+133}+8.4$
	<400	砂质页岩、泥质砂岩、页岩、黏土岩、风化岩石、第三系和第四系松散层等	全部陷落	$H_c=0.5M$	$H_f=\frac{100mh}{7.5h+293}+7.3$

注：1. 表中M代表累计采厚，m；n代表煤分层层数；m代表煤层厚度，m；h代表采煤工作面小阶段垂高，m。

2. 冒落带、导水裂隙带最大高度，对于缓倾斜和倾斜煤层，系指从煤层顶面算起的法向高度；对于急倾斜煤层，系指从开采上限算起的垂向高度。

3. 岩石抗压强度为饱和单轴极限强度。

实际上冒落带高度的发展是动态的，一般在放顶后需数月才能达到最大高度，有的时间可能更长，特别是分层采矿、分层放顶的条件下，影响高度可能更大。顶板放顶产生的通道对充水的影响程度视通道是否能与有效充水水源联系，如果没有联系则不会发生矿坑充水，如果存在联系则不但是充水，而且很可能是灾难性突水。

(2) 底板鼓胀裂隙通道

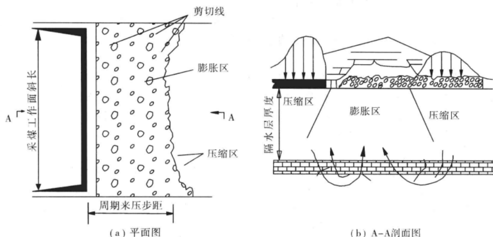
当完整的矿体中有用矿（如煤、铁矿石）被采掘后，顶底板，特别是底板的上覆矿压，下伏地下水压（承压含水层）将被释放，加上顶板冒落对底部的突发性冲击，使得底板在各种应力下迅速产生鼓胀破裂，形成底板鼓胀裂隙通道。该作用不但在冒顶过程中发生，而且贯穿采矿的全过程，也就是说可以产生周期性来压（图6－17)，其影响深度可达6 m～14 m。根据相关测量数据推出了底板破坏深度H与采面斜长L之间的关系式：

$$H=1.86+0.11L \qquad (6-7)$$

该通道引发的突水，在时间上大多发生在采面初次来压或周期来压时，尤以初次来压居多；在岩层空间走向上多发生在初次来压或周期来压步距附近，在倾向方向上常靠近机巷或回风巷附近，因该地段正处剪切发育带。

矿山释压诱发的底板突水少则数天，多则数月，甚至多年。如河北开滦煤矿赵各庄有一石门风道，开拓后12年无突水迹象，1972年3月3日在东Ⅲ断层处出现淋水，3月5日开始涌水，水量达1.08 m^3/min，至3月15日突水量最大值达52.7 m^3/min，并随溃水冲下矿石175 m^3，还伴有冲击地压。

底板突水对国内主要煤炭生产基地的石炭系—二叠系煤田威胁极大，但底板突水预测的难度很大，至今仍无理想的方法，勘探阶段均用半经验公式——突水系数（由西安煤科所和峰峰、邯郸两矿务局技术人员总结多年经验于1979年提出）进行评估，以满足充水条件分析要求。



(a) 平面图　　(b) A-A剖面图

图 6－17　采煤工作面底板受力分布及剪切带分布

$$T_s = \frac{P}{M - C_P} \tag{6-8}$$

式中：T_s——突水系数，Pa/m 或 MPa/m；

P——隔水层承受的水压力，Pa 或 MPa；

M——隔水层厚度，m，考虑到隔水层岩性与强度因素，计算时 M 应采用等效厚度，以砂岩每米所能承受的水压力 0.1×10^6Pa 为强度单位，砂质页岩为 0.07×10^6Pa，黏土质页岩为 0.05×10^6Pa，断层带岩石为 0.035×10^6Pa，计算时将不同岩性隔水层换算成同等的等效隔水层厚度；

C_P——矿山压力对底板的破坏厚度，m。

根据峰峰、焦作、淄博等六矿区的统计，突水系数（即突水相对临界值）一般为 0.66～0.72，超过此值就可能发生突水。

(3) 封闭不良或未封闭钻孔

在矿床勘探过程中需要布置大量勘探孔包括水文勘探孔，工程完后这些孔需要用灌浆等手段给以完整封闭，但由于封闭不当、甚至弃孔不封闭都将形成人工导水垂直通道，而勾通各种充水水源。国内外已有不少封闭不良或未封闭钻孔引起的突水淹矿事件，也有使井下排水量持续增加的记录。因此此类充水通道系统研究不可忽略。

由于存在以上各种充水通道，致使矿井充水具有突发性、复杂性和灾害性，必须引起矿床水文地质研究者的充分重视。据不完整统计中国北方一般以底板突水为主，而南方以地面塌陷为主，它们均与以上自然通道与人工通道有关。

6.2.2.3　矿床充水强度分析

矿床充水强度研究重点在于预测矿体开采条件下各时段的矿井涌水量，即完成从充水水源、充水途径到充水水量大小的系统研究，三者缺一不可，前二者的研究是基础，后者的研究是关键。矿床充水强度是影响矿坑疏排水量、矿山开采安全与开采成本的重

要指标，其值用矿井疏排水量的大小来衡量。因而，正确评价计算可能最大的疏排水量显得尤为重要，具体计算与评价技术放在矿坑涌水量预测中详细讨论。

这里重点讨论影响矿床充水强度的主要因素，它包括环境因素和人为作用因素。

（1）环境因素

主要有地质环境与水文环境的影响，它包括：① 充水岩层的孔隙、裂隙、溶隙、洞管的大小分布，富水程度，补给条件及与矿坑之间的空间组合的关系；② 地质构造组合与水文地质边界组合关系；③ 降水与地表水时空分布。它们直接控制着充水水源与充水通道，直接影响充水性质与充水强度。

（2）人为因素

人为因素主要指人类对矿床的勘探、井巷开拓设计、采矿技术、排水方式及采矿顺序安排对充水的影响。特别是人为的开采活动可能增强并扩展原始充水通道的空间分布，甚至沟通其他导水通道引入本不属矿区水文单元中的水源，都将大大提高充水强度，甚至引发灾害。因而为降低充水强度，防止灾害发生，从勘探布井、封井到正式实施开采，应该结合经济与技术条件有预见性综合研究各种人为因素对充水强度近期至远期影响。如井巷开拓、安全矿柱的分布、矿层开采顺序等；又如顶板管理的放顶方式直接影响地层应力分布、顶板冒落高度、底板底鼓破裂特征，都对充水方式与强度产生深远影响。如采用整体性自然冒落与局部性自然冒落，或留有较适中数量的安全煤柱，其对充水强度的影响是不一样，前者可能是致命性的影响，后者可能不会产生影响。

6.2.3 矿坑（井）涌水量预测内容及要求

矿坑涌水量预测是量化研究矿床充水强度的一项重要而复杂的工作，是矿床水文地质勘探的重要组成部分。

矿坑涌水量是指矿山开拓与开采过程中，单位时间内涌人矿坑（包括井、坑、巷和开采系统）的水量（m^3/h）。它是衡量矿床水文地质条件复杂程度的重要指标，关系到矿山开采的经济成本与生产安全，也对矿山设计与开采部门选择开采技术，制定开采方案与安全保障措施，设计排水管网（沟网）-水仓系统，都有重要影响。因此要求正确与定量评价矿山开采初期及开采过程中各个阶段的涌水量。

6.2.3.1 矿坑涌水量预测内容

预测内容可概括为以下四个方面：① 矿坑正常涌水量：开采达到某一标高（水平或中段）时，矿坑在平水年保持相对稳定的总涌水量；② 矿坑最大涌水量：正常状态下开采系统在丰水年雨季时的最大涌水量；③ 开拓井巷涌水量：井筒（立井、斜井）和巷道（平巷、斜巷、石门）在开拓过程中的涌水量；④ 疏干工程的排水量：规定的疏干时间内，将一定范围内的水位降到某一规定标高时，所需的疏干水量。以上各量可以 m^3/h 计。

在水文地质勘探阶段，只进行评价性的计算，预测正常状态下矿坑涌水量及最大涌水量。开拓井巷的涌水量预测和专门性疏干工程的排水量的计算，由于与矿山的生产条件密切相关，一般均由矿山基建部门或生产部门承担。

6.2.3.2 矿坑涌水量预测方法

矿井涌水量预测方法基本类同地下水资源量的评价计算方法，不同的是矿井涌水量

计算结果一般取大值或极大值，为排除最大水害为目的，而为供水目的的资源量计算则取小值，以保证最枯时期有充分的水量供给。基本预测方法列于表 6－10 中，具体各方法参考第 5 章。

表 6—10　矿坑涌水量预测方法分类表

理论系统	方法系统	资料、数据要求	适用条件
渗流建模理论	解析法	渗流运动参数和给定边界条件、初始条件	含水层均质程度较高，边界条件简单，可概化为已有计算公式要求模式
	数值法（有限元法、有限差分法等），电模拟法	一个水文年以上的水位、水量动态观测资料或一段时间抽水流场资料，渗流运动参数	含水层非均质，但内部结构清楚，边界条件复杂，但能查清，对预测精度要求较高，范围较大
数理统计理论	信息滤波法（黑箱法），相关外推法，$Q-S$ 曲线外推法	需抽水试验或疏干过程中的动态观测资料	水文地质条件复杂，边界条件一时不易查清，参与计算的子样必须有一致性、独立性、代表性
均衡理论	暴雨峰期系数法、暗河充水系数法等	需测定均衡区内各项水量均衡要素，有一年以上的降雨观测资料	地下水运动为非渗流型，均衡要素易于确定的分水岭地段裸露型岩溶充水矿床，预测最大涌水量
相似比拟论	富水系数比拟法、单位涌水量比拟法等	需相似生产矿区的水文地质资料及动态资料	勘探矿区的水文地质条件及开采方式与生产矿区基本相似，可对相似因素作适当修正

6.2.3.3　矿坑（井）涌水量预测步骤

矿坑涌水量预测是在查明矿区水文地质条件与矿床充水条件（因素）的基础上进行，是一项贯穿矿区水文地质勘探全过程的工作。其主要步骤如同水资源量评价，总体归纳有三步：

（1）构建矿床水文地质概念模型

矿坑涌水量预测中数学模型的作用是对水文地质条件进行量化与“仿真”，因此预测精度主要取决于对矿床充水条件判断的准确性。由于不同数学模型的类型对水文地质条件的描述形式与功能各异，因此选用的数学模型必须与合理概化后的水文地质实体——水文地质概念模型相匹配、适应。其中包括：① 概化已知状态下的水文地质条件；② 给出未来开采状态下的内边界条件；③ 预测未来开采状态下的外边界条件。

建模有以下三个阶段：

第一阶段，通过对以往资料的整理，提出水文地质模型的“雏形”，作为下一步勘探设计的依据。尤其对大型抽（排）水试验的设计具有特殊重要的意义。

第二阶段，根据进一步勘探提供的各种信息数据，特别是大型抽（排）水资料，通过流场分析或数学模拟，完成对“雏形”模型的调整，建立水文地质模型的“校正模型”。

第三阶段，在“校正模型”的基础上，按开采方案给出疏干工程的内边界条件，根据勘探资料预测不同疏干条件下的外边界条件，建立矿床水文地质的概念“预测模型”。

（2）选择与矿床水文地质条件相适应的数学模型

对矿坑涌水量预测预报计算中一般要求选择两种或两种以上的计算方法或数学模型，以达到不同方法所得结果可以相互检验的目标。为此计算方法或模型的选择需考虑以下三个基本要素：

① 矿区水文地质条件与矿床充水条件的复杂程度。如位于当地侵蚀基准面之上，以降水入渗补给为主的矿床，应采用水均衡法；水文地质条件简单或中等的矿床，可采用动力学方程的解析公式法或比拟法；水文地质条件复杂的大水矿床，要求建立动力学模型用数值法求解。

② 勘探阶段对矿井涌水量预测的精度要求。精度要求高者可用偏微分方程组或时间系列模型，低者可采用比拟法或均衡法等。

③ 勘探方法、勘探工程的控制程度与信息量。如水均衡法，要求不少于一个水文年的完整均衡区的补给与排泄项的动态资料；$Q-S$ 曲线方程外推法，要求其抽水试验的水位降深达到预测标高水柱高度的 1/2～1/3；用解析法求解，要求勘探工程对含水层结构、水动力学参数的确定与边界的概化提供充分的依据；用数值法求解，要求勘探工程全面控制含水层的非均质各向异性，非等厚等结构特征及其边界条件，并提供数学模型建立、识别、预测所需的完整信息数据。这些数据的获取，只有采用大型抽水、排水试验对渗透场进行整体控制与揭露才可能做到。因此，数学模型的选择取决于：一是对矿床水文地质条件的适应性。指能否正确刻画水文地质条件的基本特征；二是对勘探方法、勘探工程控制程度的适应性。指是否最充分的利用勘探工程提供的各种信息，即信息的利用率。

（3）矿床水文地质数学模型的求解及预测结果的评价

模型选择的不同，其求解方法不同（参考第 5 章水资源评价的水量评价方法）。非确定性统计模型，可用统计解法；而对确定性渗流理论模型则可用解析法与数值法求解。解析法将复杂的含水层结构与内外边界，以理想化模式构建理论公式，因此必须按解析解要求进行概化。如含水层均质等厚，内外边界几何形态规则，边界供水条件简单、确定。而数值法以近似分割原理对复杂的含水层结构、内外边界条件进行“微分”“离散”，概化成控制水文地质条件与内外边界的节点参数、水位与流量等。数学模型的求解不仅是一种数学计算，更重要的是对水文地质数学模型进行全面验证识别的过程，也是对矿区水文地质条件从定性到定量的不断深化认识的过程。

6.2.3.4 矿坑（井）涌水量预测特点

虽然矿坑涌水量预测的原理方法与供水水资源的量评价类同，但其预测前提条件与预测目标不同，两者的异同表现为以下五个方面。

① 供水水资源评价，以持续稳定开采，确保枯水期满足需水量且不产生地质灾害为目标，而矿井涌水量预测则以疏干丰水期的最大涌水量为目标。

② 矿床大多分布于基岩山区，含水介质极不均质，水文参数难予求取，边界条件复杂，非确定性因素多，常出现紊流、非连续流与管道流，概化、量化建模难度大。

③ 矿山井巷模式、类型复杂多变，开拓方法、开采速度与生产规模极不相同，给矿井涌水量预测带来诸多不确定性因素。而供水的取水构筑物简单，布井有序，采水稳定，供水水量预测相对简便。

④ 预测矿井涌水量大多要进行大降深抽水试验，外推降落漏斗，此时可能根本性改变天然水文地质条件，这与供水过程中的小降深开采有明显差异。

⑤ 矿床水文地质勘探从属于矿产地质勘探，与专门性的供水水文地质勘探对比，前者一般投入小，工程控制程度低，预测所需的信息量少，从而使矿床充水量预测的误差大、精度低。

6.2.4 矿坑（井）涌水量系统预测方法

矿坑涌水量预测大多可引用供水水资源量评价方法，但因矿床开采的特殊性，这里针对地下水疏排特征介绍几种方便且较为常用的计算方法。

6.2.4.1 大井法

该方法基于地下水力学建模方法，以井流理论和“等效原则”构造“大井”，即把各种形态的井巷与坑道系统，用具有等效性的“大井”表示，称“大井”法。这样就可方便地运用井流解析公式进行矿坑涌水量预测。其基本步骤如下：

（1）系统分析疏干流场的水动力特征

矿区的疏水流场是地下水天然流场与局部人工（大降深）流场相互作用的复合产物。其条件的概化既要考虑天然流场的环境水文地质背景，又要考虑“大降深”对天然流场的系统改变。因而必须重点研究以下问题：

①（相对）稳定流与非稳定流的界定：矿山开拓阶段，疏水流场的内外边界受井巷拓展的形态、方式与进度控制，其疏水漏斗内外边界迅速外扩，其矿坑涌水量以消耗含水层储存量为主（前期为部分动储量、后期为静储量），属非稳定流；进入矿山开采（回采）阶段，井巷分布格局大体已定，疏水流场主要受外边界的补给条件控制，当存在定水头（侧向或越流）补给条件时，矿井涌水量被侧向补给量或越流量所平衡，流场特征除受气候的季节变化影响外，呈现相对稳定状态。基本符合稳定流的“建模”条件。但若水文地质边界条件随回采过程不断改变时则属非稳定流范畴，可采用非稳定流建模。

如河北开滦煤矿，其矿坑涌水量随坑道走向上的拓展而增加，但拓展暂停时，涌水量立即出现相对的稳定。此时仅表现为降水影响的季节性变化，并出现强出水点和边缘出水点袭夺中间出水点现象，而总涌水量不变。又如辽宁复州湾黏土矿，其涌水量随采深而增加，但当某一水平进入回采时，其涌水量就逐渐稳定，并保持到下一水平开始涌水为止，在此阶段虽然也出现下水平突水点袭夺上水平突水点现象，但总涌水量保持不变。由此可见，在某些矿区的疏水过程中，不仅存在疏水流场的相对稳定阶段，而且随矿山工程的进展而不断相互转化。

② 达西流与非达西流的界定：矿床开采进行大降深疏水时，疏水工程周边常常出现复杂的紊流，特别是在井下某些构造部位或岩溶管道部位出现突发性或不连续管流、明流（非渗流状态），对于类似非达西流地区不能应用大口井法，可改选水均衡法或各

种随机统计方法。但对于非岩溶矿山区或水文地质条件较单一区，紊流只是局部或短时间范围产生，大范围面积内仍可界定为达西流。

流态的界定可用下面参数识别：

承压水 $$q_i = \frac{Q_i}{S_i}$$

潜水 $$q_i = \frac{Q_i}{2H - S_i} S_i$$

若取多个比值，q_i（单位涌水量）接近常数，则为达西流，否则为非达西流或混合流。

③ 二维平面（垂面）流与三维空间流的界定：完整大口井（井巷系统）大降深疏水时，井巷附近的地下水运动呈三维空间流形态，但范围有限。因此，在矿井涌水量预测中，大多将其纳入二维平面流范畴。完整井巷的平面流运动有两种形态：二维平面辐射流（径向流）与二维垂面流，前者一般为竖井排水，以井流公式表达；后者一般为水平巷道排水，可采用单宽流量公式计算。实际上巷道排水的两端往往也可出现辐射流。若为承压水其计算公式如下：

稳定流（裘布依公式） $$q = \frac{K \cdot M \cdot (H - h)}{R} \tag{6-9}$$

非稳定流（斯托尔曼公式） $$q = \frac{S \cdot \sqrt{\mu \cdot T}}{\sqrt{\pi \cdot t}} \tag{6-10}$$

对于倾斜坑道，根据阿勃拉莫夫有关水电比拟法的研究，证明坑道的倾斜对涌水量影响不大，可根据坑道的倾斜度，分别按竖井或水平巷道进行近似。若坑道倾斜度大于45°时，视其与竖井近似，用井流公式计算；若坑道倾斜度小于45°时，则视其与水平巷道近似，用单宽流量公式计算。

非完整井巷辐射流范围内存在三维空间流与二维平面流，三维空间流所波及范围为含水层厚度1.50～4.75倍的空间距离，对于非完整井巷三维空间流涌水量问题，通常采用平面分段法，剖面分段法或经验公式进行近似求解。

④ 潜水与承压水界定：在矿坑降压疏水时，原始承压含水层往往出现承压水转化为潜水，或承压—无压水共存，如在陡倾斜含水层分布的矿区，可能出现坑道一侧保持原始承压水状态，而另一侧却由承压水转化无压水。概化时，需从宏观角度进行等效的近似处理。

（2）边界条件的概化

地下水流场的边界条件（侧向供、隔水边界与垂向越流边界）确定十分困难，导致数学模型很难“逼真”。因而查清现场水文地质条件，合理概化水文地质边界，是使动力学数学模型尽可能“逼真”，达到解决矿坑涌水问题的最终目的。

① 侧向边界的概化主要包括边界进水条件与边界形态的概化：

a. 边界进水条件的动态概化：复杂地下水流场的侧向边界可概化为（相对）隔水与（相对）供水边界两种类型，这是因为强含水层可能划为弱含水层的定水头供水边界；而弱含水层可能在强含水层中划为相对隔水层；特别在矿床开采条件下，这种相对性与变化性更强，如原隔水顶板层坍塌破坏而可能转化成矿坑充水的补给边界，疏水漏

斗不断外扩导致区域性的排泄边界（如河流）转换为定水头补给边界等。可见，为建立有效矿区水文地质数学模型，动态性概化水文地质边界条件十分重要，它能保证矿床水文地质数学模型随矿山开采的进程得到动态“逼真”。

b. 边界形态的概化：地下水流场十分复杂，其边界形态也十分不规则。为了适应数学的处理，必须把不规则的边界形态简化为理想的几何图式，如半无限直线型边界、直交边界、斜交边界、平行边界或弧形边界等，以利进行边界的数学表达。

② 垂向越流补给边界确定：当疏干含水层的顶底板为弱透水层时，其垂向相邻含水层就会通过弱透水层对疏干层产生越流补给，形成越流补给边界，它可划为定水头越流和变水头越流边界两类，对后者如何在数学解析中实现还有待研究。

产生定水头垂向越流补给的矿井涌水量计算，可用增加越流参数项 B 的形式来表示：

稳定流
$$Q=\frac{2\pi KMS}{K_0\left(\frac{r_0}{B}\right)} \tag{6-11}$$

非稳定流
$$Q=\frac{4\pi TS}{W\left(u\cdot\frac{r_0}{B}\right)} \tag{6-12}$$

式中：K——含水层渗透系数，m/d；

M——含水层厚度，m；

T——含水层的导水系数，m^2/d；

S——水位降深，m；

$W\left(u\cdot\frac{r_0}{B}\right)$——定流量越流补给井函数；

B——越流因子，$B=\sqrt{\frac{TM'}{K'}}$，式中，K'为垂向弱透水层渗透系数，M'为垂向弱透水层厚度；

$K_0\left(\frac{r_0}{B}\right)$——零阶二类修正贝塞尔函数。

（3）参数确定

水文地质参数主要有含水层的渗透系数 K、含水层的给水度与厚度 H、大井的引用半径 r_0、降水漏斗的影响半径 R 或影响带宽度 L、最大水位降深 S_{max}等，它们直接影响矿坑涌水量的预测精度。以上参数的求法可参考《地下水力学》等教程。这里只讨论大口井的引用半径、降水漏斗的影响半径及最大降深三个参数。

① 大井引用半径 r_0 的确定：矿山井巷坑道系统形状极不规则，但却是地下水大量集中的场所，其空间范围大，形状多样，井巷坑交叉分布，构成了复杂的内边界。根据水动力数学模型的解析法求解特征，要求将集水场地理想化。经系统观测研究，矿坑系统排水时，其周边可随开采时间的推移与开采面积的扩大逐渐形成以矿山井巷系统为中心的，统一而近似规则的大型“降落漏斗”。因此，在理论上可将形状复杂的坑道系统概化成一个理想集水“大井”，此时整个坑道面积等价于该“大井”的“井空”面积。整个坑道系统

的涌水量，就相当于“大井”的涌水量，这样一般的井流公式能适用于坑道系统的涌水量计算。这种概化计算方法，在矿井涌水量预测中称为“大井法”。“大井”的引用半径 r_0，可由下式概算：

$$r_0 = \frac{F}{\pi} = 0.565\sqrt{F} \tag{6-13}$$

式中：F——坑道系统分布范围所圈定的面积。

确切地说，F 近似等同保证井田生产所必需的坑道面积总和，或者等同以降落漏斗距坑道最近处等水位线所圈闭面积。如果井巷布置近于圆形或方形时，采用上式较准确，对于其他特殊形状，可采用特殊方法处理。

② 等效影响半径 R_{rf} 的确定：影响半径 R 是井流理论中的一个重要参数，在实际抽排水流场中存在“影响半径”只是一个相对概念，如稳定流与非稳定流概念一样，自然界不存在理想（或数学概念中）的绝对稳定或非稳定。因此“影响半径”只是一个描述理想状态下井流运动影响范围的数学值。因为矿山井巷系统几何形状不规则，致使疏水漏斗不规则也不对称。为满足解析计算的需要，提出了“等效影响半径”概念，它只是对矿山“大井”疏排水时描述其影响范围的一个特定数字，它等效于“大井”中心点至理想圆形井流运动边界的水平距离，也称为补给半径，即 $R_{rf}=R_1+r_0$、R_1 为大口径“井口边缘”至地下水疏干边界圆的距离。若为狭长水平坑道，也采用“等效影响带宽度（L_{rf}）”的概念，即疏干坑道中心与理想化外边界之间的水平距离。

实际上矿山疏水的人工地下流场与天然流场相比更不稳定，其等效影响半径（R_{rf}）总是随着矿山开采的平面拓展、垂向的加深、疏水累积量的增加而外扩，直达天然边界。它不可能被限制在一个理想的数学“半径”之内。经计算研究，若 R_{rf} 值人为取值误差为 2～3 倍，则矿坑涌水量的计算误差可达 30%～60%。因而 R_{rf} 取值应谨慎、科学。

“等效影响半径（R_{rf}）”与等效影响带宽度（L_{rf}）确定方法有：

a. 根据多次降深的抽水试验，确定降深与影响半径（$S-R$）或流量与影响半径（$Q-R$）的线性关系，外推到某疏干水位或某疏干量的相应疏干半径值，如

$$R_{rf} = aS^{\frac{1}{m}} \tag{6-14}$$

或

$$R_{rf} = aQ^{\frac{1}{m}}$$

式中：R_{rf}——疏干排水（等效）影响半径；

a——比例系数，也称曲度值，取值 1～2；

S——水位降深；

Q——排水量；

m——为待定系数，由下式确定 $m=\dfrac{\lg S_2-\lg S_1}{\lg Q_2-\lg Q_1}$。

b. 对复杂的坑道系统，其等效影响半径（R_{rf}）也可采用疏水中心与天然水文地质边界线之间距离的加权平均值代之，也称塞罗瓦特科公式：

$$R_{rf} = r_0 + \sum b_{cp}\cdot\frac{L_i}{\sum L_i} \tag{6-15}$$

式中：r_0——“大井井径”的引用半径；

b_{CP}——井巷轮廓线与各不同类型水文地质边界间的平均距离；

L_i——各类型水文地质边界线的宽度。

③ 最大疏干水位降深 S_{max} 的确定：近似或精度较高地确定最大疏干水位降深 S_{max} 值是计算矿坑涌水量的另一关键。有国外试验研究表明：对于潜水可取 $S_{max}=0.5H$，而承压水 $S_{max}=H-0.5M$，但国内有学者认为该取值保守，S_{max} 取值可大于 $0.8H$，或甚至取 $S_{max}=H$。其取值范围相差太大，谁对谁错没有定论。关健还应根据实际水文地质条件，实验数据与矿床水文地质工作经验而定，不能束缚于理论、数学与计算机的"要求"。实际上矿区的岩性组合、地质构造、地貌特征、降水与植被覆盖特征，特别是矿坑人工开拓方式与进度，人工开采进程中矿坑顶底板的破坏等因素都影响最大疏干水位降深 S_{max} 的取值。因而最有效的办法是大降深的试抽，再根据经验与理论确定最大降深取值，或用类比法确定。以上理论取值（$0.5H$、$0.8H$、H 等）只能作为矿坑涌水量试算的参考取值。因为地下水流场是一个复杂的管道、裂隙、孔隙或混合空隙渗流场，它不可能用数学公式精确描述。正如众所周知，当 $S_{max}=H$ 时，裘布依公式在理论上就会"失真"。泰斯公式起家于承压水含水层的理论假设，用于潜水自然存在难以逾越的缺陷。何况在矿坑强排水的条件承压含水层会转化为无压潜水层，情况十分复杂。以上种种都限制人类对其的认知，特别是用数学公式对其进行精确的描述。对于参数无法确定矿区，其涌水量预测可采用其他数学理论或经验方法，如水均衡法、比拟法等。

【用大井法预测涌水量实例】广东曲塘多金属矿，位于一构造盆地边缘，地势平缓，雨量充沛，地表水系发育。矿体位于当地侵蚀基准面以下，赋存于含水性差的晚泥盆系天子岭组泥灰岩中。由于地层缺失，在某些地段使强烈岩溶化的中晚石炭系壶天群灰岩直接覆盖其上，构成矿区主要充水层。此外，地表分布有弱含水的第四系冲洪积黏土夹砾石。

矿区北、西有隔水岩层，东、南开阔，有地表水通过，地下水与地表水联系密切。根据矿区水文地质条件，可将北、西面概化为直交隔水边界；东、南面为含水无限边界，用稳定流"大井"公式，计算各开采中段稳定涌水量：

$$Q=\frac{\pi K[(2H-M)M-h^2]}{R_\wedge} \tag{6-16}$$

其中

$$R_\wedge=\ln\frac{R^4}{8r_0b_1b_2\sqrt{b_1^2+b_2^2}} \tag{6-17}$$

式中：K、M、H、h——分别为充水层的渗透系数（m/d）、承压含水层厚度（m）、承压含水层压力水头（m）、潜水含水层厚度（m）；

$R_\wedge$——边界类型条件系数，可用映射原理和水流迭加规则求得；

R——等效影响半径，m；

r_0——引用半径，m，可由（6-16）式、（6-17）式求得；

b_1、b_2——分别为"大井"内边界至北、西外边界的距离，m。

曲塘矿 -40 m 水平中段矿坑涌水量计算的参数和结果列入表 6-11。

表 6－11　曲塘矿－40 m 水平中段矿坑涌水量计算表

计算参数								预计矿坑涌水量（m^3/d）				实际排水量	误差（%）
M（m）	H（m）	h（m）	K（m/d）	R（m）	r_0（m）	b_1（m）	b_2（m）	壶天群	天子岭组	第四系	总计		
149.77	151.59	47.80	2.374	4345	455	391.5	578.5	28120	4620	910	33650	39250	16.6

注：表中，$R=\alpha Q$，其中，α 为比例系数，由多落程水位降的抽水试验求得。

6.2.4.2　水均衡法及均衡分析

水均衡法与均衡分析是地下水资源量评价的一种重要、适用且简易的研究方法，它也适于各种水文地质条件的水资源量评价与矿坑涌水量预测评价，特别是对于一些水文地质参数不好获取、水文地质条件复杂而又难查清的矿山水文地质环境，更显其特有优势。之所以该方法简便易行关健在于它是建立在物质守恒原理之上，通过对矿区地下水流场划定均衡区、均衡期，测定相应的均衡要素，建立系统均衡方程（参考第 4 章地下水均衡内容），进而均衡某特定时段矿区的地下水流入、流出及储存水量，以解决矿坑涌水量量化的预测评估或分析一些难以解决的矿山水文地质问题。该方法达到的预测评估精度取决于对水文地质边界条件，均衡要素掌握的精度；边界条件清楚、均衡要素值齐全，则预测精度高；但对于水文地质条件复杂，均衡要素基本是参考相似邻区获得者，精度则差，但也不失为全面预测评估的一种参考。这里以重庆南桐鱼田堡煤矿水文地质条件研究为例说明其基本原理、方法、内容及优势。

（1）矿区基本水文地质条件

重庆鱼田堡煤矿为顶板直接进水的岩溶充水矿床，主要下山开采上二迭统龙潭组煤层，井田总体走向东西向，东以鱼田堡河为界，西以刘家河为界。地质构造为一单斜构造，煤层上覆有长兴组（P_{2c}）岩溶含水层组；玉龙山组（T_{1y}）一、三、五段为泥岩、泥灰岩和页岩组成的相对隔水层组，二、四段为岩溶含水层组；飞仙关组（T_{1f}）为泥岩隔水层组（厚 152 m）和嘉陵江组（T_{1j}）岩溶含水层组（图 6－18、图 6－19）。

（2）均衡区、均衡期与均衡要素的确定

在天然条件下 P_{2c}岩溶水、T_{1y}二、四段岩溶水各自成体系，分别向东西两河排泄。天然条件下，均衡区的空间范围东西两侧以河流为界，南侧仅为 P_{2c}灰岩的露头区，均衡要素有大气降水入渗补给项和东侧鱼田堡河、西侧刘家河在流经 P_{2c}灰岩段的入渗补给项，矿坑涌水量可用大气降水入渗补给量和地表水入渗补给量表征，入渗补给量可用入渗系数法求得，根据区域资料入渗系数可取 0.3。天然条件下矿坑水量均衡预测式可表为

$$Q_{fx} = \alpha \cdot P \cdot A + Q_{GW} + Q_{SW} \qquad (6-18)$$

式中：Q_{fx}——未来矿坑开采涌水量；

α——大气降雨入渗系数；

P——年平均降水量；

A——均衡区面积，其中主要为 P_{2c}灰岩露头区接受降雨入渗补给；

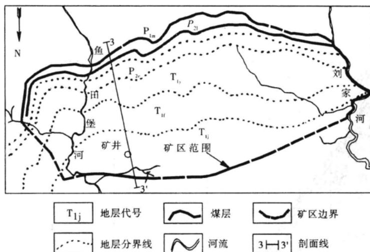


图 6－18　鱼田堡煤矿水文地质略图

Q_{GW}——地下水对矿坑的补给量，主要为来自 P_{2c} 灰岩的地下水补给；

Q_{SW}——地表水对矿坑的漏失入渗量，该量在初期及开采后期可通过 P_{2c} 灰岩在河边的露头处得到补给。

在开采条件下，由于顶板冒落裂隙的影响，使玉龙山组（T_{1y}）一、三、五段的相对隔水层组遭到破坏，二、四段的岩溶水也成为充水水源；龙谭组（P_{21}）煤系地层也因开采遭到破坏。此时的均衡区空间范围东西边界也仍处两河流位置附近（因西刘家河、东鱼田堡河外侧有大排水量煤矿相邻），南侧范围则扩大到 P_{21}、P_{2c}、T_{1y} 的露头区。均衡要素补给项中的入渗强度由于冒落裂隙的影响而增大，使均衡要素变得复杂。此时 P_{21}、P_{2c}、T_{1y} 三套地层的入渗系数本应根据观测资料分别取值，但因耗资巨大，为此比拟邻区，根据相应的水文地质测量资料，本矿实地调查资料与工作经验确定了各地层开采条件下的"参考入渗系数"。

根据开采初期的水均衡（6－18）式与煤矿数十年开采的水文地质条件分析，在开采条件下地下水对矿坑的补给量 Q_{GW} 与地表水对矿坑的漏失入渗量 Q_{SW} 可视为零，因为长兴灰岩 P_{2c} 中供给矿坑的地下水主要来自大气降水的直接入渗，另外因东西边界鱼田堡河与刘家河穿越灰岩段已全面铺堵，无河床渗漏问题，故视量 Q_{GW} 与 Q_{SW} 为零合理。由于除 P_{2c} 灰岩段接受大气降水直接渗透补给外，矿坑还要接受 P_{21}、P_{2c}、T_{1y} 获得的降水补给，因而开采条件下矿坑涌水量均衡式可表为

$$Q_E = \sum \alpha_i \cdot P \cdot A_i + Q_X \qquad (6-19)$$

式中：Q_E——开采条件下矿坑涌水量；

α_i——第 i 层接受大气降雨的入渗系数，开采条件的入渗系数一般要大于开采初期；

P——年平均降雨量；

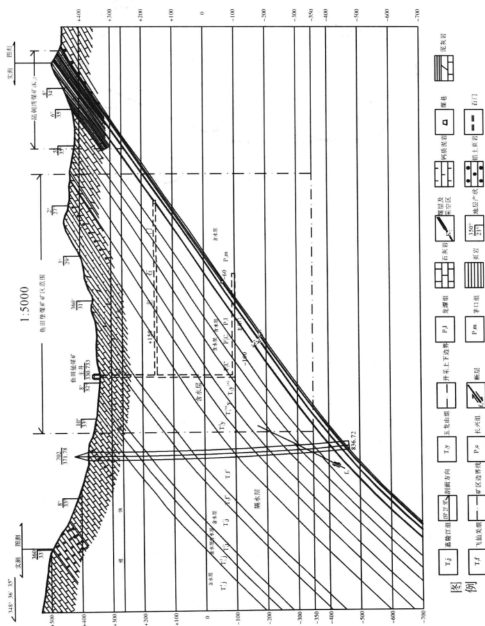


图 6—19　鱼田堡煤矿 3—3′地质剖面图

A_i——均衡区中地层第 i 层面积；

Q_X——未知水源对矿坑涌水的补给量。

整个均衡期取一个水文年为单位，且对多个水文年进行了系统研究和对比。

（3）矿区水量均衡问题及均衡分析

根据矿区水文地质略图（图 6－18）及矿区剖面图（图 6－19），对该矿进行天然地下水流场分析及开采条件下地下水流场分析，可能得出结论：该矿区面积仅有 2 km²，水文地质条件简单，汇水范围十分有限。因而矿坑涌水也应十分有限；但令水文地质专业人员十分困惑的是，在这仅有 2 km² 面积的汇水范围内，含水层不厚，地表水沟溪进行了专门防渗处理的小小矿区，井下排水量却十分可观。其井下排水量超过理论值的 2～3 倍，达不到水量平衡，该水文地质问题一直是该矿近二十余年未解决的一个难题。为解决此异常水文地质现象，研究人员进行了系统的地下水均衡分析。

因矿区地下水主要通过矿层顶板含水层，隔水层的采动裂隙孔隙带接受大气降水补给，均衡计算时则主要考虑大气降水的入渗。一般情况大气降水入渗系数在 0.1～0.3，少数岩溶洼地区可达 0.35～1.0。根据鱼田堡矿区岩层分布、地貌、岩性特征，其平均入渗系数应在 0.2～0.35。但考虑到地面局部塌陷与矿下安全等因素，对开采条件下，裂隙溶洞发育的 P_{2l}、P_{2c}、T_{1y}地层，取其平均入渗系数为 0.6，以此参数在均衡范围内利用下式：

$$Q_E = \sum \alpha_i \cdot P \cdot A_i \qquad (6-20)$$

对大气降水的入渗补给量进行了均衡计算（设 $Q_X=0$），得出矿坑最大涌水量 $Q_E=$ 240 m³/h。如果没有特殊构造或采矿引起的其他水文地质问题，矿坑涌水量理论上不会大于 Q_E（240 m³/h）。

目前该矿已采至三水平（一水平＋150 m、二水平－100 m、三水平－350 m）。矿业公司为减少矿区东西两侧鱼田堡河与刘家河地表水对矿坑充水的影响，已对东西边界两条河流的灰岩渗漏段采取了混凝土铺盖防渗措施，尽管不能将地表水完全阻隔于矿坑之外，但防渗效果显著。根据三水平 2008 年（8、9 月份）的矿井涌水量实测数据：一水平 210 m³/h.；二水平 130 m³/h.；三水平 290 m³/h；矿井实际总涌水量达630 m³/h，为均衡计算所得最大矿坑涌水量（240 m³/h）的 2.5 倍。从水均衡分析，显然还有其他补给来源，其最大可能则是来自东西河流防渗不良或未作防渗处理地段的地表水入渗补给 Q_{SW}，但渗漏量不应该太大，不可能有那么大的水量缺口，唯一的解释是还有未被认识的其他补给水源。

为此进一步研究分析各水平矿坑涌水量的分配特征，发现接近地表的第一水平（＋150 m水平）涌水量占总水量的 33％，第二水平（－100 m 水平）水量占总水量的 21％，而最深的第三水平（－350 m 水平）的水量占 46％。按正常渗流理论，各开采水平的地下水只由顶板岩溶水及老窑水补给的判断结论，其水量分配的一般规律应是由上至下矿坑涌水量递减，＋150 m 水平与－100 m 水平符合该规律；而－350 m 水平不但不符合该规律，而且水量异常大。

从涌水量动态分析，＋150 m 水平与－100 m 水平的涌水量都较明显受大气降水影

响，其中第一水平（+150 m 水平）地下水量的波动受大气降水影响尤为强烈，反映了+150 m 水平与−100 m 水平之间的联系性，愈往深处受大气降水影响愈小而水量也会愈小。−350 m 水平的涌水量不但动态稳定，而且水量特大，几乎达一、二水平的总和。反映了−350 m 水平的补给源独立于一、二水平。

可判定三水平（−350 水平）的矿坑水不可能从均衡区本身汇水获得补给。经分析若从均衡区获得补给的可能有二：其一是通过底板裂隙获得底板茅口灰岩的溶洞管道水补给，或其他深部地下水的补给；其二是通过上伏飞仙关 T_{1f} 砂泥岩弱含水−隔水层的裂隙孔隙，获得嘉陵江灰岩 T_{1j} 含水层的越流补给。经过系统研究与排查，前者绝没有可能，因为位于底板茅口运输大巷中根本就没有水，唯一的可能则是越流补给，其值应为均衡式 6−19 中的 Q_X 值，约达 300 m^3/h。

经计算嘉陵江组岩溶地下水得到降水的入渗补给量可达 350 m^3/h 左右，与第三水平的实际排水量相当。因而推断嘉陵江含水层中的地下水可能通过封闭不良钻孔、塌陷裂隙及 T_{1f} 弱透水层，在高压下对第三水平的矿坑直接入渗充水（图 6−19）。该推测使整个鱼田堡矿地下水补给量与各开采水平排水总量达到总体平衡。解决了困惑矿床水文地质专业人员二十余年的矿床水文地质学难题。

由此可见，上述水均衡法不但可预测矿坑涌水量，也可为矿床充水条件分析提供思路。

(4) 基于均衡法的矿坑最大涌水量预测

水均衡原理除了评估矿区基本地下水涌水量，分析一些特殊水文地质问题外，也可用于估算矿山未来开采条件下，或正在开采条件下的最大涌水量。

① 暴雨峰期系数法：矿坑（井）最大涌水量意指多年一遇的最大暴雨强度下对矿坑最大的渗透补给，产生的最大涌水量，它可表示为

$$Q_{\max} = \frac{A \cdot P_{\max} \cdot \alpha \cdot \beta}{t} \tag{6-21}$$

式中：$Q_{\max}$——多年最大涌水量，m^3/h；

A——均衡区汇水面积，m^2；

$P_{\max}$——暴雨峰期段总降雨量，m；

α——入渗系数；

t——暴雨峰期延续时间（相当均衡期），h；

β——峰期系数。

峰期系数：$\beta = \dfrac{\overline{Q}_{HR}}{\overline{Q}_R}$，其中，$\overline{Q}_{HR}$ 为暴雨峰期矿坑平均涌水量，$\overline{Q}_R$ 为丰水期平均涌水量。峰期系数的大小取决于最大暴雨期延续时间长度的选择与丰水期（雨季）延续时间的选择。但这种选择可能因人而异，因而具有一定的随意性。从预测效果分析，峰期时间 t 的取值越短，则 β 值越小，但获得的矿坑最大涌水量 $Q_{\max}$ 值越大。因此，应根据矿山的服务年限，选择有代表性的最佳丰水期（雨季）降水时段，再根据雨季降水段中最大暴雨期的分布特征及其与矿井最大涌水量延续时间的关系，谨慎地确定峰期时间 t 值。多年最大涌水量是以当地气象站所记录的最大暴雨强度所计算的涌水量。根据我国

南方某些岩溶充水矿区的资料，多年的矿坑最大涌水量一般出现在暴雨峰期段、总降雨量不低于 80 mm 与 40 mm 的日子里，降雨高峰的暴雨强度达 40 mm/h 与 20 mm/h 以上时，β 值一般为 0.09～0.31 之间。α 值的确定应在矿区汇水范围内水均衡条件的基础上，通过矿区泉流量和沟谷地表汇流等观测资料求算。某铁矿用峰期系数进行多年与年的最大涌水量预测值见表 6－12。

表 6－12　峰期系数法预测矿坑最大涌水量

区段	A（m^2）	时间长度	P_{max}（mm）	α	β	T（h）	Q_{max}（m^3/h）
北区	864656	多年	100	0.358	0.21	4	1625.12
		年	60				975.1

② 暗河充水系数法：

$$Q_{max} = A \cdot P_{max} \cdot \alpha \cdot \lambda \tag{6-22}$$

式中：Q_{max}——暗河对矿坑的最大充水量，m^3/h；

A——暗河（均衡区）汇水面积，m^2；

P_{max}——暴雨强度，m；

α——入渗系数；

λ——暗河充水系数。

暗河充水系数 λ 为暗河灌人矿井的流量（Q_{gf}）与暗河流量（Q_g）的比值。λ 可根据老窑或邻近水文地质条件相似的生产矿井观测资料分析确定，一般 λ 值在 0.20～0.50 之间，也可通过暗河储存量的测定，结合对充水条件的分析，得

$$\lambda = \frac{Q_{in} - Q_{out}}{Q_{in}} \tag{6-23}$$

式中：Q_{in}——暗河进口处流量，m^3/h；

Q_{out}——暗河出口处流量，m^3/h。

该方法在实际操作中也存在众多困难，如暗河灌人矿井的流量（Q_{gf}）与暗河流量（Q_g）值的实测就十分不易。因而该方法的使用需要因地制宜。湖南某多金属矿，位于珠江和湘江流域的分水岭地段、大型溶蚀洼地广为分布。矿体赋存于上泥盆系灰岩中。境内地下暗河大多位于当地侵蚀基准面（455 m 标高）以上的 550 m、535 m、480 m 三个水平上，构成矿床充水的主要通道。属于高位暗河顶板直接充水类型。枯水期与平水期，地下水补给暗河；洪水期，暗河补给地下水，具管流特征；其动态受大气降水影响，具明渠动态特征；矿井涌水量以瞬时涌水为主，雨后数小时矿井水位暴涨暴落。按式（6－22）计算出多年（10～20 年出现一次）和年最大涌水量，见表 6－13。

表 6－13　暗河充水系数法预测矿坑最大涌水量

A（m^2）	时间长度	P_{max}（mm）	α	λ	Q_{max}（m^3/h）
922550	多年	80	0.90	0.50	33000
	年	45			18700

6.2.4.3　水文地质比拟法

（1）原理和应用条件

水文地质比拟法是把邻区具有已知水文地质条件相似的矿山开拓过程与生产规模的矿区水文地质资料与相关参数，比拟且合理地应用于勘探矿区涌水量的预测预报。若能充分掌握影响涌水量的基本因素，此方法效果较佳。但水文地质条件完全相似，开采条件无异的矿区不可能存在，故它只是一种近似的计算方法。

（2）计算方法

水文地质比拟法，一般是在整理生产矿井排水资料的基础上，求得某些真实的矿井水文地质指标作为比拟计算的依据。常规水文地质指标有富水系数与单位涌水量等，据此提出以下两种比拟法。

① 富水系数比拟法：富水系数 K_p 是根据矿井涌水量 Q_i 随开采矿量 G_i 增长而增大的规律提出，用同一时期内矿井排出的总水量（Q_T）与该时段总开采矿量（G_T）之比表达：

$$K_p = \frac{Q_T}{G_T} \tag{6-24}$$

利用 6－24 式所求的 K_p 值，就可根据未来新矿井的设计开采量 G_X，或本矿区的未来累积开采量预测预报矿井涌水量 Q_X：

$$Q_X = K_p \cdot G_X \tag{6-25}$$

不同矿山的富水系数变化范围很大，小者可以接近零，大者如湖南煤炭坝煤矿可达 113。

富水系数不仅取决于矿区的自然条件，并且与开采条件有关，在高速开掘的矿山中，K_P值可以显著变小。故采用此法时，要充分考虑生产条件。为了排除生产条件的影响，人们对该法作了修正，提出了采空面积（F_0）富水系数 $K_F = \frac{Q_0}{F_0}$；采掘长度（L_0）富水系数 $K_L = \frac{Q_0}{L_0}$等新概念。预测时，一般以上述各富水系数的综合平均值为比拟依据。

② 单位涌水量比拟法：疏干面积(F_0)和水位降深(S_0)通常是矿井涌水量(Q_0)增大的两个主要影响因素。据相似矿井有关资料求得的单位涌水量平均值(q_0)，常作为预测新矿井在某个 F 和 S 条件下的涌水量(Q)的依据。单位涌水量 q_0 的理论公式是根据两种典型条件建立的，即地下水符合层流状态时，以裘布依公式的形式表示：

$$q_0 = \frac{Q_0}{F_0 S_0} \tag{6-26}$$

则比拟式

$$Q = q_0 FS = Q_0 \frac{F S}{F_0 S_0} \tag{6-27}$$

地下水符合紊流状态时，则以哲才公式的形式表示：

$$q_0 = \frac{Q_0}{F_0 S_0^{1/2}} \tag{6-28}$$

则比拟式
$$Q=q_0 F S^{1/2}=Q_0 \left(\frac{F}{F_0}\right)\left(\frac{S}{S_0}\right)^{1/2} \quad (6-29)$$

预测时，由于根据地质剖面的岩性特征或经验选择公式，涌水量与水位降深或开采面积成线性关系，故往往得出偏大的结果。实际运用时，可根据矿井涌水量随生产条件变化的实际增长规律，建立适合该矿条件的涌水量比拟公式。

6.2.5　矿坑排水工程及优化

为了采矿安全，降低成本，对威胁采矿的各充水水源采取的疏排、控制与隔离等工程措施，统称矿床疏干。矿床疏干会破坏供水水源、恶化环境、引起地面塌陷。因此，矿床疏干措施的制定必须综合论证，以环境与安全为本，兼顾疏排与供水技术、采矿方式、企业经济利益与社会效应进行科学合理布局。

6.2.5.1　合理选择开采布局和开采方法

① 先易后难：在一个矿区往往可以布置多个矿井进行开采，而矿区的水文地质条件往往复杂多变，因此可寻找水文地质条件相对简单，涌水量相对较小的矿段，先行布井开采，以探索和积累防治水经验，为水文地质条件复杂矿段的地下水疏干奠定基础。又可起到预先疏干的作用，避免一开始就背上高成本的负担。

② 将永久性主干井筒、井底车场等安置在安全位置：避免穿过强含水层（带）或可能发生突水的地段。如焦作中马村煤矿，因井底车场距高压充水层过近，建井 15 年因突水被淹 8 年之久，后在冯营演马村矿建井时，吸取经验教训，3 年建成投产。

③ 联合开采、整体疏干：利于形成统一降落漏斗，不仅加快了疏干速度，还能使多矿井分担单井出水量，降低成本。

④ 多水平开采、加强开采强度：如贾汪煤矿的经验表明，一个水平的涌水量与多水平涌水量基本一致。其夏桥井 1961 年最高含水系数达 192.5；而 1973 年，在提高机械化程度基础上，采用多水平开采强度后，含水系数迅速降至 12.89，大大降低了开采成本。

⑤ 根据水文地质条件选用采矿方法：如在大水矿床采用充填法和安全矿柱法或间歇式采矿法。间歇式采矿法指上下层错开一定时间段（一般为半年）开采，降低导水裂隙产生的程度。在地表水体下或附近开采时，应准确确定安全开采深度，避免采空区冒落带波及上方水体。

6.2.5.2　疏干工程措施

1）间接进水防水工程

间接进水防水工程也称消极防水。如采用矿柱支撑法等安全采矿方法，构筑防水闸门和密封墙等防水工程，在突水时阻隔地下水大量涌入主干井巷，但这种防水措施是以强大的排水能力作为后盾的。以河北王凤矿为例，为确保带压开采条件下三层煤的安全，建造了 140 m^3/min 的排水基地。

2）直接进水的积极疏排、隔水帷幕工程

安全性高，但投入也大，常用的方法有以下三种：

（1）地表疏排

① 防洪：就是切断地表水补给源，如整治沟壑，铺设排水管，汇集、疏导降雨形成的地表洪流，同时填堵地面岩溶塌陷坑，封堵构造破碎带导水通道。

② 治理地表水：包括回填河床塌陷洞，修筑防水堤，防止地下水向河床入渗，需要或可能时可以令地表水改道。

③ 地表疏干危及采矿的浅部强含水层：根据含水层的埋藏深度与富水性，选择铺设集水廊道或打疏干深井孔从地表排水，目前深井泵的最大扬程已达 500 m。其优点是在井巷掘进前地下水位已被降低，安全性高，与井下疏排相比较疏干速度快、成本低。

（2）井下疏排

① 用坑道疏排：适用于大水矿床的预先疏干，即用专门的疏干坑道，揭露强含水层，疏截地下水，汇入水仓后由井筒排出地表。疏干井筒一般设在采矿场外，可采用卧泵排水，不需要建大水仓、大泵房，也不怕淹。

② 坑内放水钻孔疏排：适用于距顶底板较近（小于 15 m），涌水量不是很大的含水层的局部超前疏干，能在较短时间内形成局部疏干漏斗，可对坑道掘进和开采初期实施超前疏干。

（3）隔水帷幕

通过疏排降低地下水水位，会引起区域性地下水水位大幅度下降，破坏供水水源，岩溶充水矿床还会产生地面岩溶塌陷等灾害。修建隔水帷幕就是将地下水与矿体、坑道系统隔离，防止地下水进入矿坑，治水效果好，避免了发生负面环境影响，保护了水资源。缺点是工程投入大，故适用于地下水量大、矿山服务年限长、具有进水断面狭窄、两端坐落在不透水的岩体上，可就近解决注浆材料的矿区。自湖南水口矿开始，在应用帷幕灌浆治理矿山突水方面已取得很多成功经验。如淄博煤矿，1955 年—1982 年共完成 19 项注浆工程，成功 18 项，最成功的一项堵水效果达 99.69%以上。

在实际的采矿活动中，各矿山均根据具体情况综合运用各种疏干方法，称联合疏干法。并根据矿床水文地质条件与充水强度，采用预先疏干或平行疏干，后者是指井巷掘进和采矿过程中，根据预测危险地段进行超前疏干，一般用于水文地质条件不是很复杂的矿区，前者用于大水矿床，但也常常与平行疏干相结合，以获得最佳效果。

3）井下探水措施

系指在井下开拓或采掘中，用超前钻查明周围水体，含水层和含水构造的具体位置、产状和水量。在矿床采掘和地下工程施工中，必须坚持“有疑必探，先探后掘”的原则。下述情况必须探水：接近有水老窑、大溶洞、含水构造和导水断层、流沙层、矿层顶底板隔水层厚度小于或接近临界厚度、工作面发潮、有淋水和出水征兆者。

必须特别指出，岩溶充水矿床由于岩溶发育不均一和充水强度大，是矿井突水的主要威胁。有时突水还伴有突泥，它不仅能摧毁设备，甚至可造成大的人身事故。因此，必须加强井下的综合水文地质预报工作，可采用掌子面地质编录、红外线探测、超前钻等方法综合判断。

6.2.5.3 矿床疏干与排供结合

大水矿床的主要充水含水层，大多也是当地主要供水水源，在中国北方地区更是如

此。随着国家对矿产资源需求的不断增长和工农业生产、人民生活水平不断提高，对优质地下水需求量日益增强，致使未来大水矿床的疏干必然要在保证矿山生产安全的前提下，走“矿、水并用”、排供结合的统筹道路。1977 年全国第一次“综合治理和利用矿床大面积地下水”会议，提供了很多这方面的成功经验，归纳起来有 5 种可借鉴模式。

1）矿井水的疏排与利用兼顾模式

由于矿井水受到不同程度的污染且排水量不够稳定，大多大水矿床的矿井水没被利用。实际上这些地下水完全可用于水质要求不高的农业灌溉（无毒条件下）和与矿产资源开发利用有关的洗矿、发电、炼焦等行业；经净化处理也可用于居民生活或食品医药等工业，据北方大水矿床的不完全统计，煤矿矿井水利用率仅 30%，铁矿为 54%。可见仍有提高疏排与净化技术、增加综合利用率的空间。

2）先建供水源地，后井下排水的综合疏供模式

地表建深井开辟供水源地，进行先期排水，矿山开采后，根据矿山开采规模的扩展，渐进式的优化深井排水量，使疏干流场处于缓变状态，一方面减弱疏干对环境的负面影响，减轻地面岩溶塌陷的规模（如广东石录铜矿），另一方面又可减少水中泥沙含量、保护水质（如湖南水口铅锌矿与斗笠山煤矿）。

3）利用含水层双层结构的排供结合模式

利用特殊的储水构造建立供排系统，如山东金岭铁矿，顶板充水围岩中奥陶纪灰岩具有上强下弱，中夹相对稳定隔水层的双层含水结构。据此改变了原设计在井下按开采水平各设疏干坑道的全面疏干方案，而采用隔水层上部含水段供水，下部弱含水段疏干的供排方案。事实表明，至第五开采水平时，形成了上下分离的两个降落漏斗。

4）暗河上游截流的排供结合模式

湖南香花岭多金属矿为暗河管道充水矿床，境内分布 12 条地下暗河，查明暗河空间展布后，确定了暗河引流处的空间坐标，开掘上游截流坑道，不但引水灌溉农田 3100 多亩，解决了 4000 位农民的生活饮水，同时减少矿井涌水量 98.85%，节约了矿床排水成本。

5）截流帷幕的排供结合模式

由于帷幕注浆的投入大、技术难度高，既要充分考虑供水的需求程度，也要考虑矿山的经济效益，特别是水文地质条件的可行性。按隔水帷幕的作用与规模可分为：

（1）帷幕“封口”截流

如焦作演马村煤矿，1964 年发生了突水淹井事故。突水来自直接充水层石炭系薄层灰岩，距底板 20 m，但供水层是通过断层联系的下伏厚层中奥陶灰岩强含水层与煤盆地边缘上覆的第四系含水层，两者均为主要供水水源。在详细查明水文地质条件与地下水补径排的基础上，利用帷幕注浆隔离灰岩与其上下供水层的水力联系，大大减少矿井涌水量、恢复了被淹井，保护了供水水源，取得了成功。

又如山东召口铁矿，其水文地质条件与金岭铁矿相似，主要充水围岩中奥陶灰岩上强下弱，中间有闪长岩穿插，但因分布不连续有一处形成了透水“天窗”，该矿通过注浆封闭“天窗”，实现了上供下疏的排供目标。

(2) 帷幕圈闭截流

济南张马屯铁矿，位于济南自流构造的承压区。因规模较大、矿石品位高，是山东重要钢铁工业基地。铁矿周边分布了众多大型工业与企业，日取岩溶水30×10^4 m³。矿床为顶板直接进水，主要充水围岩为中奥陶系灰岩，它是生产生活供水含水层，矿区除东部边界为阻水断层外，南、西、北部都进水。经排水试验，预测该矿最大涌水量为$(40\sim45)\times10^4$ m³/d，若按日疏干量40×10^4 m³ 计算，将形成直径大于 10 km 的疏干降落漏斗，其中位于相距 2 km 的黄台电厂（是济南市照明与动力电源的唯一来源）水位将下降 185.2 m，其时水源地将被废弃，周边其他水源地也会受到影响，更为严重的是素有“泉城”之称的济南泉水将彻底断流。考虑上述情况，采用帷幕注浆技术，依托阻水断层，圈闭式封堵补给岩溶水源。1983 年 10 月经国家技术鉴定，达到了减少矿坑排水量 80%的效果，比预期高出 30%，经 6 年开采验证，帷幕内外已形成大于 200 m 的水位差，既保护了“泉城”的水环境和济南市东区大片水源地，又大大减少了矿井排水量，每年节省排水费 219 万元，节电1900×10^4kW/h 以上。

总之矿山水文地质学研究的任务除了“疏水保安全”外，更重要的是在面临水资源日趋短缺、环境恶化的今天，必须将矿区的排水、排水的综合管理与利用有机地结合起来，解决水资源浪费、环境污染、地面塌陷、排水成本增加的难题。

6.3 地质灾害防治与地下水疏排工程

地质灾害的种类很多，且大多地质灾害的形成和发展都与水有密切联系。地质灾害有些是由于大量开采（或疏干）地下水造成（如地面沉降、岩溶塌陷、地裂缝等）；有些是由于地质体内含水过多，降低了灾害体的稳定性造成滑坡、崩塌等。本节介绍的地质灾害中的地下水疏排工程主要针对滑坡灾害等。在滑坡的治理工程中，对灾害体中的地下水进行疏导，是重要工程措施之一。

6.3.1 地下水活动对地质灾害的影响及对策

6.3.1.1 滑坡体中的水及其对稳定性的影响

产生滑坡的因素多种多样，其内因（如岩性、地质构造、地形和风化状态等）一般起着控制作用，但外因（如降雨、融雪等气象条件和挖方、填土引起的应力变化等因素）往往加剧滑坡的运动，有时甚至成为引起滑坡的主要诱因。在产生滑坡的自然外因中，降雨、融雪和地下水的作用则是最大的外因。降雨、融雪水下渗到土体的孔隙和岩石的裂隙中，一方面增加岩土的湿度，加大滑坡体的重量，使下滑力增加；另一方面滑坡体中的地下水得到降雨、融雪水补给后，会使地下水位或地下水压（在受压状态下）增加，造成岩土体中的孔隙水压增大，使土石的抗剪强度降低。此外，地下水通过滑坡体渗透到滑动面（滑动面一般为不透水层）上滞留，也会大大削弱滑动面的抗剪强度，加剧滑坡的发生。

由此可知，水是触发滑坡等地质灾害的重要诱因之一。要防止岩（土）体抗剪强度降低，防止地质灾害的发生就必须控制岩土体内部含水率。因此，治理地质灾害的重要手段之一则是治水与疏水。

6.3.1.2 滑坡地质灾害防治中常见的排水措施

地质灾害防治中，对于滑坡体外的水应“截”，滑坡体内的水应“疏和导”。通常，排水工程中所修建的排水构筑物可分为地表排水构筑物和地下排水构筑物两大类。对于地表水可采用多种形式的截水沟、排水沟、急流槽来拦截和排引；对地下水则用截水渗沟、纵向或横向渗沟、支撑渗沟、排水隧洞、渗井、排水平孔、垂直钻孔群等排水措施来疏干和排引，通过这些排水措施，使水不再进入或停留在滑坡灾害体范围内，并排除和疏干其中已有的水，以增加滑坡或灾害体的稳定性。

（1）排除地表水

大气降水浸湿地表土层，使土体容重增大，内聚强度降低；如果汇聚成为迳流，会引起地面的冲刷；渗入地下，成为地下水、使岩土体或岩体裂隙孔隙带富水、饱和。由于气温的变化，土中水分发生干湿循环和冻融，可以加速岩土体风化。所以，在滑坡灾害区防灾措施首选是拦截、排除地表水，防止地表水体、雨水或周边外渗的泉水对岩土体的快速渗透。

修建地表排水构筑物工程措施，按其分布的相对位置可分为滑坡体内和滑坡体外的两种。在滑坡体内的地表排水构筑物，是为了使降落在滑坡体上的雨水能迅速排走，减缓或防止雨水渗入滑坡体内，以防渗、汇集和尽快外排为原则。滑坡体外的地表排水构筑物，以防止灾害体周边的各种水流入滑坡灾害区为目标。

构建地表水排水设施，应根据滑坡灾害体所处地质、地貌、地形条件，利用自然沟谷，在滑坡体外修筑环形截水沟、排水沟，以迅速引走坡面雨水。在滑坡区范围内则设树枝状排水沟，同时，对滑坡体表面的土层应进行整平夯实，并采用黏土等夯填裂缝，使雨水尽快归沟，防止或减少雨水的下渗；对滑坡体范围内的泉水、封闭洼地积水，应建导水设施将其引向排水沟予以排除或疏干。

（2）排除地下水

对一般滑坡地质灾害体来讲，地下水常是诱发滑坡的重要因素，而地下水的存在往往亦是形成滑坡的主要条件，所以疏干滑坡体内以及截断和引出滑坡面附近的地下水，常常是整治滑坡的根本措施。由于滑动面（带）常常易于积聚地下水，因此，排除滑动面（带）地下水又是滑坡灾害体地下排水的首要任务。因为排除地下水可使滑坡体岩土体的裂隙软弱面干燥，消除地下水的孔隙水压，提高岩土体强度，增加内聚力与磨擦力，减小自重，提高滑坡体的稳定性。

排除地下水是一项比较复杂、艰巨，而且投资较大的工程。设计中必须搜集足够的水文地质资料，根据具体的水文地质条件，特别是滑动面（带）地下水类型，补给来源及方式，合理采用拦截、疏干、排引等排水措施，达到“追踪寻源，截断来水，疏干积水，降低水位，晾干岩土体，提高岩土体抗剪强度，稳定滑坡”的目的。

6.3.2 地质灾害体的地下水疏排工程

滑坡灾害体防治的地下水疏排工程目的在于把滑坡体范围内的地下水诱导排出，把滑坡体范围外的地下水在流入滑坡体之前截断。

6.3.2.1 拦截地下水的构筑物

（1）截水明沟

明沟一般适用于地下水埋藏较浅（1 m～3 m）的滑坡地段。可以作拦截、排引、疏干、降低地下水位之用，它施工简便，养护容易，造价低廉。

明沟的断面形式有梯形和矩形两种，常用浆砌片石或砖砌筑，并可根据其设置的位置和作用的不同分别作好过滤、隔水和防渗等设施。

（2）截水渗沟

所谓渗沟即在人工开挖的沟中填入碎石、卵石、粗砂等粗颗粒物后形成的一种排水设施。截水渗沟是拦截滑坡体外深层地下水的排水设施，它适用于地下水位埋藏深度在15 m以内，水量较大，含水层较明显的地区。截水渗沟的位置，一般设置在滑坡体的后缘及其周围 5 m 以外的稳定岩土体中；截水渗沟的断面尺寸，沟底宽度应不小于1.0 m～1.5 m，随着沟深的加大，沟底也要相应加宽。且渗沟愈深，施工愈困难，故设计渗沟时，必须作技术经济比较决定。截水渗沟迎水面应设置反滤层，背水面设置隔渗层，表面用黏土封顶。截水渗沟深而窄，为了维修和疏通的需要，在直线段每隔30 m～50 m 和渗沟转折点应设置检查井。

（3）排水隧洞

当地下水埋藏较深，截水渗沟施工困难时，可设置排水隧洞。在排水隧洞顶上设置若干渗井或渗管将水引进。排水隧洞一般布置在滑坡体以外，其轴线应大致与地下水流向垂直，其底部应低于隔水层顶面最少 0.5 m。

6.3.2.2 疏干地下水设施

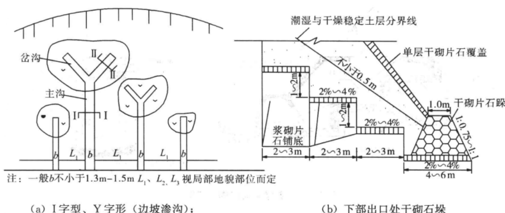
在滑坡地质灾害防治中，疏干地下水设施应用较多的有渗沟、疏干隧洞和排水平孔等。渗沟按其作用的不同可分为截水渗沟（前已述）、边坡渗沟、支撑渗沟等几种型式。

1）边坡渗沟

边坡渗沟的作用是引排边坡上局部出露的泉水或上层滞水，疏干潮湿的边坡，并支撑边坡。边坡渗沟深度视边坡潮湿土层的厚度决定，原则上应埋入潮湿带以下较稳定的土层内或地下水位线以下；边坡渗沟断面一般采用矩形，宽度不小于 0.8 m，其间距取决于地下水的分布、流量和边坡土质等因素，一般采用 6 m～15 m。由于引排的地下水流量较小，故沟底填以大粒径的石料作为排水通道，沟壁作反滤层。其余空间可利用当地卵石、砾石、碎石、粗砂以及过筛的炉渣等渗水好的材料填充。

边坡渗沟顶面在缓于 1∶1.5 的边坡上多用黏土覆盖，当边坡陡于 1∶1 时，一般则应用干砌片石砌筑，表面用水泥砂浆勾缝，以免受地表水冲刷而破坏。为保持边坡渗沟本身稳定，沟底大多挖成台阶式，台阶一般长 2 m～3 m，高 1 m～2 m，最下层的台阶长度大致应为其他台阶长的 2 倍。并用浆砌块石砌筑，以防水流冲刷和渗漏。

边坡渗沟的平面形式可分为垂直单个的、分岔的，即 I 字形、Y 字形等，如图6－20 所示。这种边坡渗沟适用在地下水分布比较均匀，或者只见边坡大片潮湿，而没有明显地下水露头地段。边坡渗沟对整治浅层的小型滑坡，疏干边坡壤中水，效果更好。



(a) I 字型、Y 字形（边坡渗沟）；　　　　(b) 下部出口处干砌石垛

图 6－20　边坡渗沟平面形式及剖面图

2）支撑渗沟

支撑渗沟适用于较深层（2 m～10 m）滑动面的不稳定边坡，主要是支撑不稳定的土体兼引排土体中的地下水或上层滞水，疏干土体的作用。支撑渗沟是滑坡整治中广泛使用的一种工程措施。它具有支挡与排水双重作用，一般使用在滑坡体前部，尤其在整治渐进式后退的土体滑坡时，成效显著。

支撑渗沟主要有主干和支干两种。主干一般顺滑坡移动方向平行修筑，布置在地下水露头处或由土中水形成的坍塌处。支沟应根据坡面汇水情况合理布置，一般其方向可与滑坡位移方向成 30°～45°的交角，并可伸展到滑坡体以外，以起拦截地下水的作用。若滑坡推力大、范围广，可采用抗滑挡墙与支撑渗沟相配合使用。

支撑渗沟的深度一般以不超过 10 m 为宜；断面采用矩形，宽度一般采用 2 m～4 m，视渗沟深度、抗滑需要及便于施工等因素而定。其基底应设在滑动面以下的稳定地层内 0.5 m，并设置 2%～4%的排水纵坡。

在修建这种支撑渗沟时，当滑面较陡时，为了加强支撑渗沟的支撑作用，以及渗沟本身的稳定，应将沟底基脚筑成台阶形，将沟底埋入稳定的干硬岩（土）层内。台阶宽应不小于 1 m～2 m，台阶的高度不应太高（高度与水平比 1∶1.5～1∶2.0），以免施工的台阶本身形成坍塌。在底部采用浆砌片石铺砌隔水层，其厚度一般为 0.2 m～0.3 m，如图 6－21 所示。为防止淤积，在支撑渗沟的进水侧壁及顶端应做 0.2 m 厚的砂砾反滤层。在寒冷地区，渗沟出口应考虑防冻措施。

支撑渗沟的填料是：内部堆砌坚硬片石，使它具有良好的透水性和支撑作用。通常支撑渗沟很少单个使用，常是成群分布，间距根据被疏干滑坡体的类型和地下水分布状况，流量大小及岩土密实程度和透水性而定，一般为 8 m～10 m，最小的可用 3 m～5 m，最大不超过 15 m。多雨地区，宜布置得短而密的形式，间夹一、二条长的渗沟，效果更好。但是对规模大、滑体厚、地下水丰富的滑坡，如果支撑渗沟做得浅、短，则不起作用，而深、长又给施工造成很大困难，且不安全。支撑渗沟出露部分用石块砌筑完整，在支撑渗沟顶部，一般不设置隔渗层，用大块片石铺砌表面即可，必要时为防止

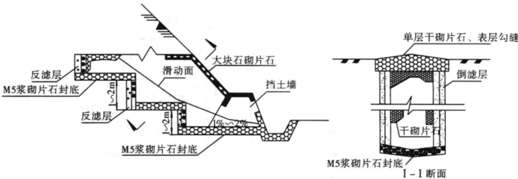


图6－21 支撑渗沟结构示意图

地表水及坡面流泥渗入沟内堵塞填料空隙，在沟上方修月牙形的挡水埝或在沟顶采用夯填黏土（厚度至少0.5 m）。

根据实践经验，不同土质地段支撑渗沟间距，如表6－14所示。

表6－14 支撑渗沟横向间距参考表

土质	间距（m）	土 质	间距（m）
黏土	6.0～10.0	亚砂黏土	10.0～15.0
重亚黏土	8.0～12.0	破碎岩层	15.0

3）疏干排水隧洞

疏干排水隧洞主要用于截排或引排滑面附近埋藏较深的一层地下水。对于滑面以上的其他含水层，可在排水隧洞顶上设置若干渗井或渗管（如图6－22所示）将水引进。

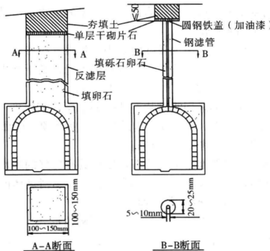


图6－22 排水隧洞与集水渗井、渗管

对于排水隧洞以下的承压含水层，可在排水隧洞底部设置渗水孔将水引进洞内予以排出。

在基岩内或基岩面附近，确实分布大量的地下水时，采用排水隧洞，是最可靠有效的排水工程，其维修也方便。

4）平孔排水

平孔排除滑坡体内地下水，施工简便、工期短、节约材料和劳动力，是一种经济有效的排水措施。

平孔位置与数量的设置应视地下水分布和地质条件而定（如图 6－23 所示）。钻孔一般上倾 10°～15°，所以平孔排水亦称仰斜孔排水。平孔排水可单独使用，也可与砂井、竖孔、竖向集水井等联合使用，如图 6－24、图 6－25 所示。与砂井或竖孔联合使用时，砂井或竖井起汇集滑坡体内的地下水作用，而平孔连接砂井或竖孔，集中把水排出；与竖向集水井联合使用时，可在其井壁上布置水平钻孔，使附近的地下水汇集到集水井中，再在坡面上设置水平钻孔，使竖向集水井中的集水自然地流到滑坡体外，这样可以缩短水平钻孔的长度，降低工程造价。

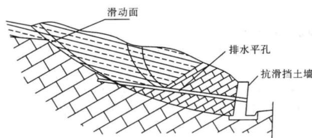


图 6－23　平孔排水

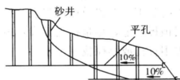
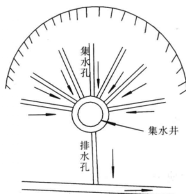


图 6－24　平孔和砂井排水



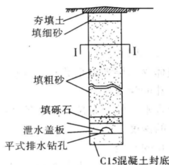


图 6－25　平孔和集水井排水

(1) 平孔的布置

在平面上，依滑坡体内水文地质条件的不同，平孔可平行排列或扇形放射状排列布置、如图 6－26 所示。原则上其方向应与滑动方向相一致，以免因滑坡滑动而破坏。当滑床顶面具有汇水洼槽时，应集中布置在洼槽部分。

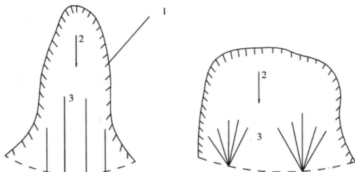
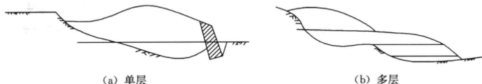


图 6－26 平孔排水平面布置示意图

1. 滑坡周界；2. 滑动方向；3. 水平钻孔

在立面上，依据地质纵断面确定，在汇水面积较大的滑面洼部，地下水集中分布处，钻孔一般穿过或伸入滑床。并可以根据要求排除的地下水层数、滑动面的陡缓和疏干的范围，布置单层或多层、如图 6－27 所示。平孔的位置必须低于地下水位且在隔水层顶板之上，尽量扩大其渗水疏干面积。因此，设计时应充分研究分析水文地质条件，先用直孔或物探找到了水的分布规律之后再设计水平钻孔，力求达到每孔出水。



(a) 单层　　　　(b) 多层

图 6－27 平孔立面布置示意图

(2) 平孔的间距

视滑坡体含水层渗透系数和要求疏干的程度而定，一般采用 5 m～15 m 为宜。

(3) 平孔的深度

孔深随含水层的分布位置和滑坡体的形态而定，为增加排水效果，应尽量将孔深入至滑带以下的深度。

(4) 平孔的孔径

根据机械设备能力和排水效果，目前国内使用的直径有 127 mm。孔内设 108 mm 滤水套管，以防孔壁坍塌堵死和有利于泄水。插入孔内滤水管可用镀锌钢管、硬质韧性的塑料管。

平孔排水施工安全，操作方便，与开挖渗沟相比较，可大量节省挖方和支撑木材，

是疏导滑坡内地下水的良好办法。但是平孔排水亦存在着问题，即管径太小，无反滤层，对于平孔的淤塞，使用年限和合理间距的确定等问题，均有待进一步研究解决。

对于有多个含水层的滑坡，有时需打多层孔分别排水，其间距视土的渗透性而定，一般为 5 m～30 m 不等，并和一定数量的竖孔或立井联合使用，以穿通各个含水层。

第7章　地下水开发、疏排的环境效应与评价

地下水资源开发、利用，是人类生存的必要手段；而作为提高人类生活质量与水平对矿产资源的开发，把地下水作为“水害”进行系统疏排也成为了人类生存不可缺少的重要工程；随着地下水资源开发利用，矿山疏排水的进一步扩大，其环境负面影响越来越明显，越来越严重，因而有必要对地下水的开发、疏排所带来的环境负面影响进行分门别类地讨论，研究与模拟，最终达到保护环境的目的。地下水开发、疏排引起的环境效可归纳为如下两大方面：① 区域地下水位下降引起的地面沉降、塌陷、变形与破坏等地质环境效应，② 地下水过渡开发、疏排引起的地下水质恶化、滨海区地下淡水咸化（海水入侵）等水文地球化学效应，包括地下水开采或疏排矿坑水引起的土地盐碱化与土壤污染、地方病等生态环境效应。本章也将讨论地下水环境影响的评价理论与方法。

7.1　环境地质效应

7.1.1　地面沉降与塌陷的环境地质特征

7.1.1.1　地面沉降（地裂缝）特征及灾害损失

地面下沉是目前世界上许多取用地下水的平原井灌区—特别是滨海城市共同面临的严重问题。因开采地下水，美国的长滩市地面下降 9.5 m，东京 4.6 m，大阪 2.88 m，墨西哥城为 6 m；美国加利福尼亚洲、泰国曼谷、日本东京、意大利威尼斯、英国伦敦都是世界上地面沉降强烈地区，部分沿海滨城市甚至面临着市区被海水淹没的危险。

据统计从 1961 年到 1970 年这十年中，东京江东三角洲约 47km^2 面积内，为了克服地面沉降造成的危害、筑堤防潮、整修港湾河道及下水道、修缮民房等，以当时物价计共计花费了 20 亿日元。如果以此时期内该地区抽取的地下水总量 3.6 亿吨计算，则为消除不良后果每抽取 1 吨地下水所支付的费用高达 230 日元（将近人民币 2 元）。在日本，正常情况下开采 1 吨地下水所要支付的费用仅为 1 日元～5 日元（折合人民币不到 5 分钱）。

在美国的亚利桑那州皮纳耳和麦里科帕城之间的井灌区，于 1948 年—1967 年间，地下水位降低了 70 m～100 m，地面沉降量达到 1.2 m（最大达到 2.5 m）。地面的不均匀沉降和伴生的地裂，使该地区的整个灌溉系统、公路、铁路、输水管道都遭到破坏。

中国最早发现地面沉降是上海，这里有厚约 300 m 的海陆交互相第四纪沉积物。主要采水层为上部 70 m 左右厚的砂层，由地面到主要采水层之间为淤泥质亚黏土与粉砂互层。1922 年—1938 年地面平均下沉 6 mm，到 1965 年沉降中心地面沉降最大值达

2.37 m。大同、天津、苏州、西安、太原、宁波、常州、河北沧州及台北等城市，都相继出现地面下沉或地面开裂和塌陷等问题。截至 1993 年，大同市地面沉降波及面积达 160 km^2，地面沉降中心和形变中心基本一致，1990 年—1993 年沉降显著增大，1992 年—1993 年呈沉降加速发展态势（图 7—1）。

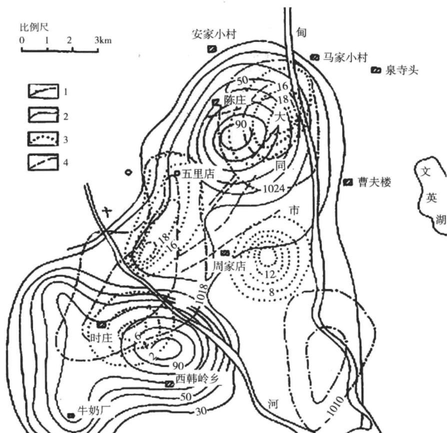


图 7—1　大同市地面沉降与地下水降落漏斗平面分布图（据刘玉海，1998）

1. 地下水降落漏斗；2. 地面沉降量等值线（mm）；3. 地下水位等值线（m）；4. 地裂缝

若抽水量不减，地面沉降将会更快发展。大同市共发现地裂缝 8 条，总长达 24 km；西安发现 11 条，总长逾 45.1 km，单长最长可达 21.13 km。美国加州（1991 年）过量开采地下水产生的地裂缝与地陷，长达 625 m（图 7—2）。地裂缝产生的根源在于近年来地壳构造活动加剧，但地裂缝活动量的大幅度增加，又直接受控于大量抽取地下水的附加作用。此点可从地下水降落漏斗与地裂缝在时空上密切相关性得到证实。

地面沉降不易查觉，但易造成十分严重的后果。地面下沉还能致使城市污水和雨水经常积存于市区而不能及时排往江河，使地下水遭受污染。最近，有些生态和工程学家认为，过量开采地下水，是造成某些地区（如 1985 年 9 月 19 日的墨西哥城）大地震的

原因之一。

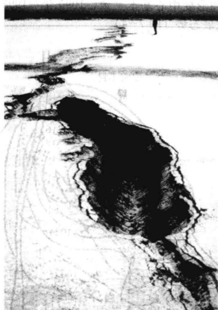


图 7−2　美国加州 Edward 空军基地 Rogers 湖床沉陷与地裂缝
（引自 Understanding Earth，Frank Press，2002）

7.1.1.2　岩溶塌陷特征

世界碳酸盐岩区分布较广，中国西南诸省如广西、贵州、云南、四川、湖南、湖北等喀斯特地貌、大泉、暗河、洞穴、竖井、洼地特别发育（如图 7−3），因而地下水丰富，加之二叠系煤层藏煤量巨大，开发地下水资源或为地下矿床开采对地下水进行疏排

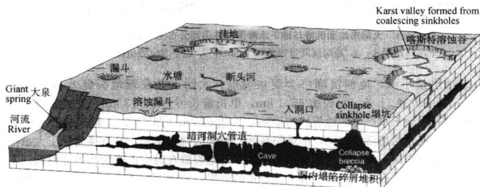


图 7−3　喀斯特地区外部与内部塌陷地貌形态图（引自 Physical Geology，Plummer 等，1999）

的地下水量也十分巨大，其结果是造成地面塌陷（如图 7－4）。据不完全统计由于人为开发或疏水作用引起的塌陷可占岩溶塌陷总数的 60％～80％。这类人为作用导致的岩溶塌陷一般突发性强、并且集中、持续、多处重复发生，其面积从 1 平方米到数百平方米，危害极大。全国每年因岩溶塌陷造成的直接经济损失可以亿为单位计。



(a) 1981 年佛罗里达州奥兰多郊区温特公园中的塌陷



(b) 2008 年重庆南桐鱼田堡煤矿疏水引起的岩溶地面塌陷

图 7－4　人为作用引起的碳酸盐岩区的岩溶地面塌陷

7.1.2　环境地质效应的机理分析

7.1.2.1　导致环境地质效应的主要原因分析

地下水资源长期过量开采、矿山地下水的长期强降强排都会引起区域地下水位下降，使得原饱水地层长期疏干缺水，打破了自然态的地下水动态平衡。

开采条件下水源地的地下水水量均衡关系一般满足以下水量均衡方程：

$$\mu \cdot F \cdot \Delta H = (Q_R - Q_D) \cdot \Delta t \tag{7-1}$$

式中：$\mu \cdot F$ 值——含水层的单位疏干量（或储存量）；

ΔH——地下水位降；

Q_R——地下水补给总量；

Q_D——地下水总排泄量。

某一开采时段（Δt）内的地下水位变化（ΔH）与地下水的补给量 Q'_R 和开采量 Q'_D 将有以下关系：

$$\Delta H = \frac{V_R - V_D}{\mu \cdot F} \tag{7-2}$$

式中：V_R 与 V_D 由$\frac{Q_R}{\Delta t}$与$\frac{Q_D}{\Delta t}$得到，为补给或排泄地下水体积。

可见，在开采或疏水条件下，含水层水位的变化方向（升或降）和幅度，完全取决于开采量（包括开采时段内含水层的其他消耗量）与补给量（开采条件下的补给量）的相对关系。上式揭示了区域地下水位持续下降现象的实质，表明在整个含水层或某些含水地段上，由于地下水的开采量长期大于补给量，储存量被逐渐消耗，而使方程（7－2）中的降深值 ΔH 不断加大，并在一定补给周期内得不到恢复，其直接影响就是

发生地面沉降甚至地面塌陷。

在中国，许多大型水源地和井灌区，不同程度的存在着区域地下水位持续下降问题。例如，山东的淄河冲洪积扇区，由于大量抽取地下水，15 年内全区地下水位普遍下降了 10 m，最大地区达 30 多米，致使原有 2000 余眼浅机井及附近泉水全部枯竭。由于报废机井和加深机井及更换抽水设备的总损失达 5000 多万元。

7.1.2.2　地面沉降塌陷环境地质问题的机理分析

地面沉降或塌陷虽然是由地下水过量开采疏排引起，但其沉降或塌陷的力学机理却因地质结构不同而具有差别，将分别讨论之。

(1) 黏土岩类弱含水系统地面沉降机理分析

在地下水含水系统中，其岩性组合变化复杂，但对于一个能导致地面沉降的含水体系一般具有一个共同特点，这就是“三明治组合”：两个含水层间夹有一层厚而未固结或固结差的弱透水层（或隔水层），含水层一般为砂卵砾石层，而隔水层为可压缩黏土层，虽然厚度相差悬殊，但也可通过弱透水层产生越流渗漏。地下水疏干后含水层与隔水层都将压缩，但有两点不同：① 黏土层的压缩系数是砂层 1～2 个数量级，其潜在压缩量远远大于含水层；② 黏土的渗透系数比起砂层可小几个数量级，而释水过程及压缩过程比含水层缓慢得多。

图 7－5 为一抽水系统，弱透水层厚度为 b'、抽水井流量为 Q、抽水体系几何对称、承压含水层传导系数已知，则含水体系 A、B 点压力水头随时间衰减值可以确定。

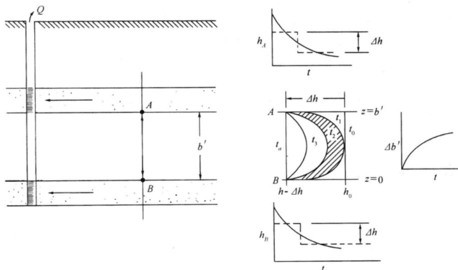


图 7－5　弱含水层压缩剖面示意图（引自 Groundwater，1979）

这里重点讨论由于含水层压力水头在 A、B 点的减小引起的弱透水层中水头压力的减小。如果 $h_A(t)$ 与 $h_B(t)$ 是 Δh 的步长函数（图 7－5），则弱透水层释水过程是一维瞬时边界值问题，可用以下方程表示：

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{\rho g \cdot (\alpha' + n'\beta)}{K'} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \tag{7-3}$$

式中：α'——弱透水层压缩系数；

β——地下水液体本身的压缩系数；

ρ——地下水密度；

n'——弱透水层孔隙度；

K'——弱透水层渗透系数。

方程（7－3）沿 AB 方向的初始条件是 $h = h_0$，对 $t > 0$ 在 A、B 点的边界条件为 $h = h_0 - \Delta h$，其精确解析解可通过泰沙基（Terzaghi，1925）法得到（图 7－6 曲线组），图 7－5 中月牙形曲线就是方程 7－3 的解，它表明水头沿 AB 线随时间 t_0，t_1，…，t_∞ 的衰减。若要获得数值解，必须测定弱透水层的压缩系数 α'，渗透系数 K'，弱透水层孔隙度 n'，厚度 b' 及边界水头衰减值 Δh。

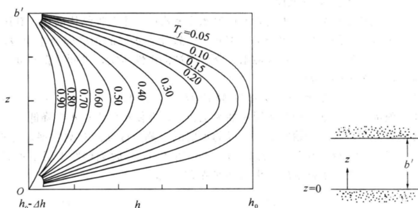


图 7－6　两含水层间理想弱透水层对水头降的响应曲线（引自 Groundwater，1979）

在土力学中，黏土层的释水压缩过程称为固结，对大多数黏土，（7－3）式中 $\alpha' \gg n'\beta$，因此 $n'\beta$ 项可以忽略不计，这样就可采用复合参数表为固结系数：

$$c_v = \frac{K'}{\rho g \alpha'} \tag{7-4}$$

若 c_v、b' 及边界水头衰减值 Δh 已知，动力水头 $h(z, t)$ 就可借助方程(7－5) 再利用图 7－3 得出。T_f 为无量纲的时间因子，它表示为

$$T_f = \frac{4c_v t'}{(b')^2} \tag{7-5}$$

为了计算弱透水层的压缩量，假定弱透水层在 AB 点的水头衰减是时间的函数。根据应力理论，有

$$\sigma_T = \sigma_e + p$$

式中：σ_T——岩石与地下水垂直向下的总应力；

σ_e——施于孔隙颗粒的向上有效应力；

p——向上的孔隙水压。

若 σ_T 为常数，则 $d\sigma_e=-dp$。对弱透水黏土层，t_1、t_2 间（图 7－5）的任一点 z，其水头衰减为

$$dh=h_1(z,t_1)-h_2(z,t_2)$$

水头降低致使孔隙水压降低，则

$$dp=\rho g\cdot d\psi=\rho g\cdot(h-z)=\rho g\cdot dh$$

式中：

$$\psi=h-z$$

孔隙水压的降低则导致有效应力 $d\sigma_e=-dp$ 增加，有效应力的改变是通过弱透水层的压缩系数 α'实现，最终引起弱透水层压缩总量达 $\Delta b'$。在时间 t_1、t_2 间沿 AB 方向计算 $\Delta b'$，则需将弱含水层划分为 m 个段，并表示为

$$\Delta b'_{t_1-t_2}=b'\cdot\sum_{i=1}^{m}\rho g\cdot\alpha' dh_i \tag{7-6}$$

式中：dh_i——第 i 段平均水头降深。

根据以上机理分析粘性土类弱含水层释水压密将产生永久性结构破坏。其压密基本规律是：由于含水层的过量抽水产生局部疏干，致使含水层的顶底弱透水层越流释水，排向含水层，而导致弱含水体系孔隙水压降低而被渐进性压实，进而垂直厚度大面积减少，从而出现大范围的地面沉降。

如图 7－7，当含水层水头高度由 H_1降到 H_2时，含水层上方的粘性土层与抽水含水层之间出现水头差，水由粘性土层向抽水层释出，并使粘性土层水头降低。由于粘性土层渗透系数很小，渗流开始发生于靠近抽水层的一侧，逐渐向对侧发展，分别于 t_1，t_2，t_3，t_4时刻波及 abcd 各点；经过相当长的时间之后，t_n时刻粘性土层中各点水头稳定分布呈一斜线（设潜水含水层水头始终保持 H_1不变）。

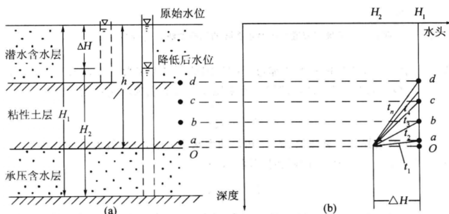


图 7－7　粘性土层与砂卵砾石层组合式释水压密示意图（据王大纯）

图 7－7（b）对水头坐标旋转了 90°，以表示不同深度的水头变化。对比抽水开始与 t_n时刻孔隙水压力 Δp 的变化。粘性土层底板靠近含水层一侧 $\Delta p=\gamma\omega\cdot\Delta H$，靠近

粘性土层顶板 $\Delta p=0$。根据有效应力原理，Δp 的变化如图 7－7（b）的三角形所示，其有效应力的增量由黏土层底面的最大值（$\Delta\sigma_e=\gamma\omega\cdot\Delta H$）减小到黏土层顶面的零。

由此可得出结论：在对含水层进行大降深的连续抽水过程中，① 相邻粘性土层的释水压密在空间上是减幅的，即压密是由抽水层近侧向远侧变小；② 相邻粘性土层的释水压密在时间上是滞后的，即由近抽水层一侧向远侧滞后发生；③ 粘性土层发生塑性释水压密，水位恢复后，土层不回弹，所引起的地面沉降是永久性的，不可消除。

为了控制地面沉降，可以通过钻孔进行人工补给，抬高含水层水位，可能使地面不再下沉，甚至略有回弹，但原先发生沉降的地面很难或基本上不能回弹修复。

（2）砂卵砾石层孔隙含水层沉降机理分析

砂卵砾石层孔隙含水层在地下水过量开采时引起的地面沉降，其机理较粘性土弱含层体系要简单得多。如图 7－7 所示，它主要表现在承压含水砂层的释水压密。若采水前承压含水层顶板（图 7－7 中 O 点）位于地表以下 h 米处，其单位面积砂层所承受的总垂直应力 σ_T 应等于上覆饱水土层的重量，可表示为

$$\sigma_T=\gamma_{sat}\cdot h \tag{7-7}$$

式中：γ_{sat}——饱水土的容重；

h——上覆地层厚度。

实际上此时的垂直总应力 σ_T 由砂层骨架（固体颗粒）及水共同分担。其中水所承受的应力可用孔隙水压力 p 表示，即

$$p=\gamma_w\cdot h \tag{7-8}$$

式中：γ_w——水的容重；

h——承压含水层顶板位置的测压管高度。

孔隙水压力 p 可理解为水对上覆地层的浮托力。由于这种浮托力的存在，使实际作用于砂层骨架上的应力减少。实际作用于砂层骨架上的应力，称作有效应力 σ_e。天然平衡条件下，总垂直应力等于孔隙水压力与有效应力之和，即

$$\sigma_T=\sigma_e+p$$

可得

$$\sigma_e=\sigma_T-p \tag{7-9}$$

有效应力等于垂直总应力减去孔隙水压力，这就是著名的泰沙基（Terzaghi）有效应力原理。承压水开采后，其水位由 H_1 降到 H_2，下降了 ΔH。相应地，砂层孔隙水压力减少了 $\Delta p=\gamma_w\cdot\Delta H$，因垂直总应力 σ_T 不变，故原来由水所承受的应力一部分转嫁到砂层骨架上，使砂层承受的有效压力 σ_e 相应增加 $\Delta\sigma_e$，此时建立了新的平衡，即

$$\sigma_e+\Delta\sigma_e=\sigma_T-(p-\Delta p) \tag{7-10}$$

据（7－10）、（7－9）及（7－8）式可得

$$\Delta\sigma_e=\Delta p=\gamma_w\cdot\Delta H \tag{7-11}$$

式 7－11 表明：开采水位下降 ΔH 后，砂层骨架所承受的有效应力的增值等于水的浮托力减少值。也就是说对于通过颗粒接触点承受应力的砂层，有效应力增加时，颗粒的接触面积增大，排列更为紧密，孔隙度减少，砂层表现为压缩，地面表现为相应沉

降；停采后若水位恢复到 H_1，则孔隙水压力恢复到 p，产生向上的“浮托力”，使砂层骨架所承受应力重新降为 σ_e，颗粒排列复位，沉降地面回弹复位。在现场抽水过程中，随着水位下降与上升，可用相应测量仪观测到井附近地面的高程显示同步地微量下降与上升。

可得结论：开采含水层水位下降后，由于砂层压密而造成地面沉降，水位恢复后砂层回弹，沉降消除；砂层释水压密为弹性变形，所引起的地面沉降为暂时性的地面沉降。

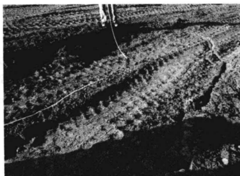
(3) 岩溶含水层地面塌陷机理分析

关于岩溶含水层中地面塌陷的机理研究较为困难，许多问题仍处探讨阶段，宏观解释有以下几种：① 潜蚀论：认为抽水加大了井孔附近岩溶水的水力梯度，在动水压力作用下，溶洞充填物和洞顶处的松散土层不断被冲蚀掏空，导致洞顶失稳；② 真空吸蚀论：溶洞顶部被黏土覆盖或充填的承压水分布区，抽水引起水位大幅度下降，使洞顶空腔呈低气压（真空）状态，对盖层产生吸力，使其向下冒落；③ 气爆论：在水位升降幅度较大的地下暗河中，雨季暴涨的地下水位上升到密闭洞穴顶部，洞中封闭的气体被压缩而形成高压，致使强度较差的洞穴顶部盖层产生压裂爆碎而塌陷；④ 液化论：与潜蚀论略有相似，是指在突然震动和水头突变的动水作用下，盖层中触变性的松散物质发生液化，快速向深部洞穴、裂隙流失，从而形成塌陷。

根据笔者对岩溶洞穴及地面塌陷研究，以上观点适用于长期抽排水场地，特别是矿山强疏地段的单个或局部洞穴、洼地的突发性塌陷，具有偶然性。实际上岩溶地面塌陷是一个很复杂的过程，是多种因素复合作用的结果，也是重力作用累积的结果。对岩溶洞穴中充填的土体塌陷均与上述四大动因之一有关，对于土体塌陷其干湿效应是其关健。图 7－8 (a)、(b) 是云南昆明新国际机场某地段下一场雪，刚融雪后产生的地面塌陷，即为干湿变化作用下的突发性土体塌陷。但对基岩洞穴的塌陷似乎上述各论还不足以圆满，因为灰岩的力学强度很大。



(a) 土洞

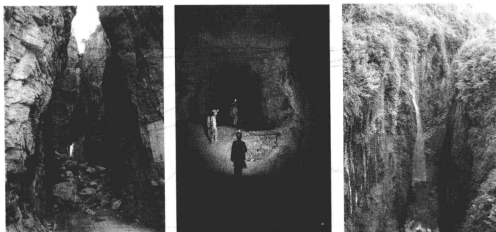


(b) 土陷

图 7－8　云南昆明新国际机场碳酸盐岩区某地段、融雪后产生的地面塌陷

在碳酸盐岩区，由于地下洞穴、管道发育的不均匀性及地下洞穴管道空间几何形态

的自然多样性，洞穴空间一般十分稳定，特别是无外来作用时更是如此，如目前可以看到的天生桥，大型暗河管道中的大厅与长廊式河道都十分稳定，但仔细研究洞穴中的堆积物，可以发现在洞穴大厅或长廊某些地段有大型丘状崩落物堆积（图 7－9（a））。这是洞穴顶部少数地段的岩石力学强度降低，在重力作用下的突发性大面积掉块产生的锥形或丘状岩块堆积，如果强度达到足够大则是地面塌陷。在这些地区由于人为的大量抽水或矿坑大量排水，在枯季造成洞体表部、上部失水干燥，雨季降水对洞体表部裂隙孔隙进行强渗浸湿，致使裂隙孔隙中的风化残积物吸水膨胀，对具有原始构造裂隙的岩体进行"土胀"或"土劈"作用，年复一年干湿交替形成洞内强风化与强蚀，降低洞体表层力学强度，在重力作用下发生坍塌、剥落，进而产生地表强烈塌陷。笔者称之为"内溶蚀－风化重力破坏作用"或简称"内风化论"。这种作用在碳酸盐岩区矿床的地面塌陷表现尤为明显。实际上目前报导的"天坑"与"地缝"均为天然洞体内部强风化，在重力作用下的大型塌陷，如重庆兴隆天坑、湖北恩施鹿院坪天坑；沐抚天坑、云龙河地缝，均属此类型（图 7－9（b），图 7－9（c））。



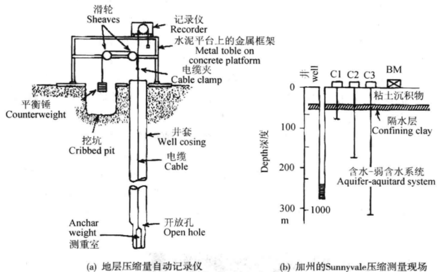
（a）洞穴内部不断塌陷而透顶　（b）洞顶及边邦不断坍塌脱落　（c）暗河主通道坍塌透顶形成地缝

图 7－9　岩溶洞穴中的坍塌

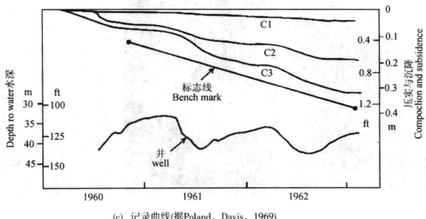
7.1.2.3　地面沉降现场测量

地面沉降与塌陷是一个缓慢且不易查觉的地质灾害，危害性极大，需要专门性现场监测，图 7－10（a）则为现场智能压缩纪录仪示意图，它能自动记录钻孔中地面至孔底的压缩总量。如在圣塔克纳那谷 Sunnyvale 地区，对其承压含水层不同深度安装了三台观测仪（图 7－10（b））。

图 7－10（c）曲线记录了依赖附近大地基准点测定的地面总沉降量。观测井中动力水头的降低意味着地面压缩过程的渐进，而水头上升意味着压缩速率的减缓，但不存在地层的回弹。已经证实井中富水沉积层的压缩量等于地面沉降量。该方法与原理现已广泛用于地面沉降量的数学模拟。



(a) 地层压缩量自动记录仪 (b) 加州的Sunnyvale压缩测量现场



(c) 记录曲线(据Poland, Davis, 1969)

图 7－10 地下水位变化与地面压实、沉降对比图

7.1.2.4 地面沉降数学模拟

如何去模拟、预测与控制地下水资源开发或矿坑疏排引起的地面沉降已为水文地质工作者所关注，成为近年研究的新领域与新方法。

MODFLOW（A MODULAR THREE DIMENSIOAL FINITE-DIFFERENCE GROUNDWATER FLOW MODEL，地下水三维流有限差模型程序包）是美国地调局(USGS) 开发，用于地下水三维运动研究的实用软件。近年来，经过不断地修改和完善，很快被水文地质学家接受并加以推广，这得益于 MODFLOW 本身丰富的内涵和灵活的模块结构。MODFLOW 由一个主程序和一系列高度独立的子程序包(MODULES) 组成。这些子程序块根据所描述的对象被分别组合成一系列的程序包

（PACKAGE）。每个程序包可以用来模拟水文地质系统中的一种特定的水文地质问题。例如，河流渗漏、侧垂向补给、降雨入渗和蒸发消耗，及不同类型的水文地质边界。它可以模拟具有不同水动力特征的地下水运动，如潜水、承压水，也可以模拟地下水的二维、三维及似三维运动。

用该模型研究地面沉降时，则利用 MODFLOW 对引起地面沉降的直接原因——地下水的开采动态变化进行模拟。由于地面沉降的诱因与地下水运动有关，因此可以在 MODFLOW 的基础上进一步开发地面沉降程序包，利用模块式结构使二者藕合在一起。

近年来，国外学者围绕着 MODFLOW 开发了诸如 COMPAC 及 IBS 系列描述地层压缩的程序包，但其在描述粘性土孔隙水压力缓慢消散过程方面尚有不尽人意处。例如 IBS 程序包认为，在每一个应力时段内孔隙水压力的消散已经全部完结，这对于粘性土层薄且排水条件较好的地层组合是适应的，但对一些渗透性差、厚度大、广泛分布的黏土层地区则难以适用。因而，国内学者针对此地质条件开发了 IDP 程序包。该程序包以垂直一维渗透固结理论为基础，充分考虑了粘性土孔隙水压力随含水层水头变化的滞后特征。

在初始状态下，上履地层的自重压力（总应力 σ_T）由孔隙水压力（静水压力 p）和有效应力 σ_e（粒间应力）来承担。在抽水过程中，黏土中孔隙水压力降低，损失的部分孔隙水压力则由有效应力来补偿。粘性土则在这一附加应力的作用下，排水固结产生压缩形变。

根据达西定律，流经粘性土与砂层界面每一微元的排水量为

$$Q_c = K_v \cdot \frac{h_c - h}{\Delta Z_c} \cdot A = T_c \cdot (h_c - h) \tag{7-12}$$

式中：Q_c——粘性土排水量，m^3/d；

K_v——粘性土垂向渗透系数，m/d；

h_c、h——粘性土孔隙水头（m）与含水层孔隙水头（m）；

ΔZ_c——粘性土垂向渗透距离，m；

T_c——粘性土垂向传导力，m^2/d；

A——微元渗透排水面积，m^2。

于是在 Δt 时间内的总排水量（$Q_{\Delta t}$）为

$$Q_{\Delta t} = T_c(h_c - h) \cdot \Delta t \tag{7-13}$$

垂向变形量（$\Delta b'_c$）为

$$\Delta b'_c = \Delta p \cdot \alpha'_z \cdot \Delta Z = \Delta h_c \cdot \gamma_w \cdot \alpha'_v \cdot \Delta Z \tag{7-14}$$

式中：Δp——Δt 时间内孔隙水压力差，kPa；

α'_v——体积压缩系数，1/MPa；

ΔZ——粘性土厚度，m；

Δh_c——Δt 时间内孔隙水头差，m；

γ_w——水的容量，g/cm^3。

在 Δh_c 的作用下，以单元面积 A 为底面积的土柱变形量（ΔB_{cf}）为

$$\Delta B_{cf} = \Delta b'_c \cdot A = \Delta h_c \cdot \gamma_w \cdot \alpha'_v \cdot \Delta Z \cdot A \tag{7-15}$$

当水的可压缩性忽略不计时，根据质量守恒原理，在同一时间内粘性土的变形量（ΔB_{cf}）与压密释水量（Q_s）是相等的，因此，有

$$T_c(h_c - h)\Delta t = \Delta h_c \cdot \gamma_w \cdot \alpha'_v \cdot \Delta Z \cdot A \tag{7-16}$$

$$\Delta h_c = \frac{T_c(h_c - h)\Delta t}{(\gamma_w \cdot \alpha'_v \cdot \Delta Z \cdot A)} \tag{7-17}$$

当土体处于不同的压缩阶段，其压缩特性不同。根据美国地调所研制的 IBS (Interbed Storage) 模型，这里引入“前期固结水位”概念，它表示某一时刻之前粘性土曾有过的最低孔隙压力水位(H_c)。当新时刻粘性土孔隙压力水头一旦低于前期固结水位(H_c)，粘性土产生非弹性形变，压缩特性用体积压缩系数 α'_{v2} 表示，并用新的较低孔隙水头取代，成为“前期固结水位”。当粘性土孔隙水头高于前期固结水位 H_c 时，只发生弹性形变，其压缩特性用弹性体积压缩（膨胀）系数 α'_{v1} 表示，前期固结水位不改变。显然，随着孔隙水压力的降低，前期固结水位在不断降低。设 k 时刻和 $k+1$ 时刻孔隙水头分别为 h_c^k 和 h_c^{k+1}，弹性变形传导力为 $T' = \gamma_w \cdot \alpha'_{v1} \cdot \Delta Z \cdot A$ 和非弹性传导力为 $T = \gamma_w \cdot \alpha'_{v2} \cdot \Delta Z \cdot A$，则可根据前期固结水位、弹性或非弹性等特征建立 h_c^k、h_c^{k+1} 与 H_c 的以下其中之一的关系式：

$$h_c^{k+1} = \frac{(h_c^k - H_c) \cdot T' - Q_{\Delta t} + H_c \cdot T'}{T'}$$

$$h_c^{k+1} = \frac{(h_c^k - H_c) \cdot T - Q_{\Delta t} + H_c \cdot T'}{T}$$

$$h_c^{k+1} = \frac{(h_c^k - H_c) \cdot T - Q_{\Delta t} + H_c \cdot T}{T}$$

$$h_c^{k+1} = \frac{(h_c^k - H_c) \cdot T - Q_{\Delta t} + H_c \cdot T'}{T'}$$

然后，由（7－13）或（7－14）式即可求得单元体的垂向变形量。

砂层的弹性变形主要由颗粒骨架弹性变形所致，变形量等于弹性释水量。

$$\Delta b_s = \Delta h \cdot \mu_s \cdot H_{sand} \tag{7-18}$$

式中：Δb_s——砂层垂向变形量，m；

Δh——在 Δt 时间内含水层水头变化，m；

μ_s——含水层单位弹性释水系数，1/m；

H_{sand}——含水砂层厚度。

IDP 程序包主要含有四个工作模块，它们与 MODFLOW 藕合使用。无论是在平面上还是剖面上，沉降计算单元的剖分方式与 MODFLOW 完全一致，因此在每个计算单元内都包含有两类水头的计算，一类是通过 MODFLOW 对含水层水头的计算，另一类是通过 IDP 对粘性土孔隙水压力水头的计算。在同一物理空间内，依据各自的特性建立起双重网络模型，两类网络之间能量和水量的转换受粘性土垂向渗透性的控制。在计算粘性土排水量时，通过 V_C 对 h_P 产生影响。在求解含水层水头时，通过 V_C 使粘性土的挤压释水量 Q_S 对 h 产生影响。在每一时间步长内，两类计算进行多次的交替迭代，最后得出藕合结果。此模型对于均匀粘性土与砂砾石层比较适用，对碳酸盐岩类不

适用。

7.2　地下水开采、疏排引起的水质恶化

7.2.1　地下水强采导致的污染扩散

7.2.1.1　地下水质恶化

地下水的水质恶化现象，是世界上许多国家地下水开发利用中共同面临的又一个严重问题，它是全球日趋严重的环境污染问题的一个构成部分。

地下水水质恶化问题，主要是指地下水在开采过程中，因环境污染和水动力、水化学形成条件改变，而使水中的某些化学、微生物成分含量不断增加，以致超出规定使用标准的这种水质变化过程。

地下水水质恶化现象的主要特征有以下几个方面：

① 许多天然地下水中不存在的有机化合物（如各种合成染料、去污剂、洗涤剂、溶剂、油类以及有机农药等）出现在地下水中；

② 天然地下水中含量极微的毒性金属元素（汞、铬、镉、砷、铅及某些放射性元素）大量进入了地下水中；

③ 各种细菌、病毒在地下水体中大量繁殖，远远超出饮用水质标准；

④ 地下水的硬度，矿化度，酸度和某些单项的常规离子含量不断上升，以致超过使用标准。

地下水质的恶化严重损坏了地下水资源的使用价值，给人类社会带来了种种严重后果：有损于人体健康，以致造成残废和死亡；损害了工业产品的质量；使农作物减产和土地盐化；减少了地下水可开采数量，以致整个水源地废弃；为处理水质，增加了水的单位成本。

7.2.1.2　矿山地下水过渡疏排引起环境污染

矿山开发总体上说是对环境的大规模改造，其中重点之一是对矿坑的汇水、积水向地面排除，目前大多仍采用不经处理的直接向地面河流排泄的方式进行，其排出的水中含有过量的重金属离子、硫化物、酸性化合物，甚至是有毒有机物、致癌物等。另一改造方式则是矿坑废碴、尾矿和矿石（煤）的地面堆积。由于降雨作用、风化作用，使堆积体中丰富的重金属元素、有害有毒物质、酸性化合物、甚至放射性物质被淋滤，冲刷进入地表水、渗入地下水，对水环境造成大面积污染；在太阳暴晒的作用下，随水蒸气、矿山尘埃挥发进入空气污染大气层。因而矿山排水及矿山废碴、尾矿和矿石（煤）的堆积作用对环境造成的影响涉及面广，造成的危害大。在现代化矿山开采疏排水中或尾矿堆积中应利用现代科技进行综合处理与综合利用，最大范围地减少地下水疏排及尾矿废碴堆积的环境污染。

7.2.2　滨海区地下淡水的咸化

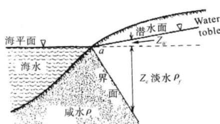
不少滨海城市的供水依靠抽取地下水。中国渤海、黄海沿岸不少地带，由于近年来地下水过量开采，不同程度地出现了海水入侵加剧的现象，其中以山东省最为突出，河北、辽宁、江苏、天津、上海等省市均有发生，严重地制约着沿海开放地区的经济

发展。

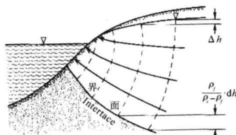
以井水氯离子浓度大于 0.3 g/L 为海水入侵标准，截止 1995 年底，仅山东省莱州湾地区海水入侵面积已达 974.6 km^2，地下水变咸，水源地报废。据不完全统计，区内已有 40 万人饮水困难，8000 余眼农用机井报废，60 多万亩耕田丧失灌溉能力，粮食每年减产 3 亿千克，工业产值每年损失 4 亿元。如果任其发展，未来二十年内，海水入侵面积将达到 2400 km^2，占整个莱州地区面积的四分之一。

7.2.2.1　海水入侵形成机理

海水入侵是地下淡水与地下咸水之间原有平衡被打破，淡水与咸水界面向淡水方向推进的一种溶质扩散现象。海水通过滨海地带多孔介质向内陆方向运移，致使带内地下水达到一定深度后含盐量超过水质标准而无法利用。在海岸线附近无隔水体的条件下，由于海水密度 ρ_s 大于淡水 ρ_f，海水向淡水体的渗透、入侵可构建最简单的水静力学模型（图 7－11（a））。



(a) 静水压力下咸淡水界面



(b) 淡水稳态向海渗流（据 Hubbert，1940）

图 7－11　潜水被咸化示意图

设潜水面在海平面以上高度为 h_f，海水入侵后的咸淡水分界在海平面以下深度为 Z，则根据咸淡水界面上任一点淡水压强建立 Gbyben-Herzberg 平衡方程：

$$\rho_s \cdot z = \rho_f (z + h_f)$$

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \tag{7-19}$$

令

$$\delta = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f}$$

则

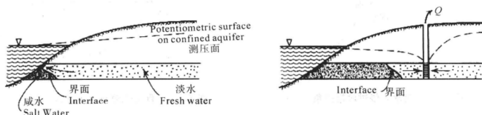
$$z = \delta \cdot h_f \tag{7-20}$$

以 $\rho_s = 1$，$\rho_f = 1.025$ 代入方程式（7－19），得 $z = 40h_f$，依据此式可能得出结论：如果潜水变化 Δh_f，则海水入侵高度为 $\Delta z = 40 \cdot \Delta h_f$，相当于潜水水面降低 1 m，则海水入侵达 40 m。

显然 Ghyben-Herzberg 关系式低估了海水入侵界面高度。在淡水向海的方向渗流时，该关系式的静水力学假设并不适用。图 7－11（b）是由 Hubbert（1940）提供的地下淡水向海方向渗流的真实流网结构图，精确地给出了任一潜水位线下的淡咸水界面位置，显示了流网与地下水等势线的关系。

从另一个角度看，图 7－11 中的总体概念并不反映真实状态，因为无论是静水力学或稳定流分析都假定咸淡水界面为一理想面，实际上它不是一个“理想数学面”，而是围绕理想面的一个混合扩散带，其宽度取决于地层的弥散特征。当该带比较狭窄时，理想面的解析解可以满足预测淡水界面的要求，但如果是一个扩展带，它必须考虑替换稳定流假设与界面位置。1960 年，Henry 首次提出了考虑弥散作用的稳定流数学解。1964 年，Cooper 等计算完成了一组不同海水入侵类型的解析解。

海水入侵可以发生在潜水层也可以发生在承压含水层中。图 7－12（a）代表了承压含水层天然稳定流的楔形海水侵入形态；图 7－12（b）图示了抽水初期、测压水头衰减的瞬时流态的形成与海水从承压含水层向内陆方向迁移的咸淡水界面。据此承压含水层中海水入侵前缘瞬时位置的数值模拟方程可以建立，并能得到考虑弥散作用的数值解。



（a）承压水稳态向海洋渗流　　（b）由于抽水海水向承压淡水的入侵（据 Groundwater 1979）

图 7－12　承压水被咸化示意图

最著名而又深入的模拟研究是在佛罗里达比斯坎湾滨海含水层中（Kohout，1960），它是一个海水面以下平均深达 30 m 的灰岩与钙质砂岩潜水含水层。野外资料表明受季节补给引起潜水面波动，海水入侵前缘面位置会产生瞬时变化，对此水文地质研究者也使用有限元数值法进行求解。但多数专家都注意到，无论数值解还是解析解都必须考虑界面附近的弥散作用。

事实上，海水入侵是一复杂的动态过程，它经历了从深部向内陆入侵，在较浅部伴随地下淡水向海外渗，回流入海的地下渗流过程。回流的咸水与外渗的地下淡水也因扩散和弥散而产生混合，形成混合过渡带。随着海潮的涨落和海岸带地下水的开采与回升，这个咸淡水过渡带也不断波动，促使了咸淡水相互进一步弥散或混合。

咸淡水过渡带或弥散混合界面的几何形态与特征显然不是一个简单的“数学”平面，而是一个复杂的曲面，它需要运用地下水运动与溶质运移、弥散耦合理论来拟合。当过渡带厚度远小于含水层厚度时，可把过渡带界面视为咸淡水间的突变面。

突变界面以倾角 α 倾向内陆，根据式（7－19）与图 7－13，地下水水力坡度

$$I=\frac{h_f}{x}$$

或

$$x=\frac{h_f}{I}$$

由此

$$\tan\alpha = \frac{z}{x} = \frac{\rho_f \cdot I}{\rho_s - \rho_f} = \delta \cdot I \qquad (7-21)$$

式（7−21）为咸水入侵的界面状态方程，描述地下水超采引起 I 减小时过渡带的变化。其中，x 为某点到海岸的水平距离。

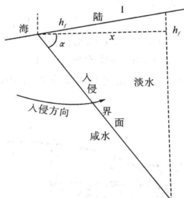


图 7−13　海水入侵过渡带倾角

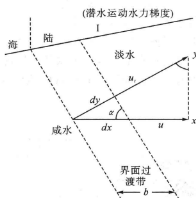


图 7−14　真实弥散与水平弥散

咸淡水界面过渡带在地质历史上形成以后，之所以能取得相对稳定的位置，在于入海地下水流与海水向陆渗侵时盐分弥散之间的平衡。若地下水流使过渡带向海移动的虚拟速度 $v=KI$，盐分弥散使过渡带向陆移动的虚拟速度为 u。如图 7−14 所示，真实弥散速度 u_t 垂直过渡带界面、与 y 轴方向一致，其水平分量 u 与 x 轴方向一致，因此

$$\sin\alpha = \frac{u}{u_t} = \frac{\mathrm{d}y}{\mathrm{d}x}$$

可得

$$u_t = \frac{u}{\sin\alpha} \qquad (7-22)$$

$$\mathrm{d}y = \sin\alpha \cdot \mathrm{d}x$$

根据弥散定律有

$$u_t C = -D\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}y}$$

式中：C——盐分浓度；

D——弥散系数。

以式 7−22 代入之，得

$$\frac{uC}{\sin\alpha} = -D\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}x\sin\alpha}$$

$$uC = -D\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}x},$$

$$\int_{C_s}^{C_f}\frac{\mathrm{d}C}{C} = -\frac{u}{D}\int_0^b \mathrm{d}x$$

$$\ln\frac{C_f}{C_s}=-\frac{u\cdot b}{D}$$

$$\ln\frac{C_s}{C_f}=\frac{ub}{D}$$

$$u=\frac{D}{b}\ln\frac{C_s}{C_f}$$

式中：C_s和C_f——分别为盐分在咸水和淡水中的浓度；

b——过渡带水平宽度。

当上述两个虚拟速度的值相等时，过渡带稳定不移动，即

$$KI=\frac{D}{b}\ln\frac{C_s}{C_f}$$

或

$$K\frac{h_1-h_2}{x}=D\frac{\ln C_s-\ln C_f}{b}\tag{7-23}$$

式7－23为咸水入侵界面动态平衡方程，可据此描述I减小时过渡带厚度与移动变化趋势，即

$$b=\frac{D}{KI}\ln\frac{C_s}{C_f}\tag{7-24}$$

过渡带稳定不移动的条件，是上述两个虚拟速度数值相等，方向相反。v恒与地下水等水位线垂直，u恒与过渡带垂直，v与u即在同一条方向线上，故过渡带必与地下等水位线一致。咸水入侵时，过渡带与海岸线一致，而海岸线也是一条地下水等水位线，即过渡带的走向。

这样，可求得过渡带的水平宽度，产状与走向，倾向和倾角。倾角α由咸水入侵界面状态方程式（7－21）表达，水平宽度b由式（7－24）表达。咸水入侵平衡方程式（7－23）反映入侵水流与盐分弥散两个相反力量间的平衡，可据此确定在不同I值下过渡带移动的速度（数值与方向）。海水入侵表现为过渡带的运动，包括过渡带移动方向、倾角α和厚度（或水平宽度b）的变化。过渡带运动的所有形式均可由状态方程与平衡方程确定。

7.2.3 地下水开发引起的生态环境效应

7.2.3.1 生态环境效应

地下水资源开发或疏排引起生态问题很多，其开发的规模与形式不一样，引起的生态负面效应也不一样，其所涉范围与影响程度也不一样。主要有系统生态环境的破坏，如植被破坏、盐碱化、沼泽化、沙漠化、水质恶化、水土流失、土壤贫瘠等，进而引起环境迅速向不利于人类与动植物生存的方向发展，形成一种环境的恶性循环状态。

7.2.3.2 地方病问题

最易被忽略的是地下水资源开发或疏排带来的水体、土体、生态系统中元素迁移失衡引起的生态问题。在正常条件地下水资源开发或疏排不会引起元素的大规模迁移，但在某些局部地段则可能产生地下水资源开发、使用不当引起元素迁移失衡。

（1）氟元素迁移失衡产生的地方病

煤田及石油地质勘探队于 1958 年、1976 年、1978 年间为开采煤矿、石油与天然气，在四川广元附近的宝龙、盘龙、河西乡等处打自流井，揭露了深层地下水，使缺水的宝龙、盘龙、河西农民有了新水源，从此打破了一个原始水环境平衡系统。因此元素的迁移也发生了根本的改变。地层深处的氟元素通过水的深循环而进入了地表。据统计，在新环境中水体含氟（包括饮用水）比正常水高出 0.14 mg/L～0.23 mg/L，高者达 2 mg/L～3 mg/L（国家标准最高只有 1.1 mg/L），土壤游离氟含水量达 14.56 mg/kg（正常区一般为 0.3 mg/kg）；用高氟水灌溉的农田，水稻中含氟为 0.07 mg/kg～0.59 mg/kg，比正常区高 1～10 余倍（一般水稻氟＜0.05 mg/kg）；玉米氟含量可高达 3～12 倍，其余作物也有类似现象。从人体摄入量统计，氟元素摄入总量为 6.52 mg/d～9.14 mg/d，平均为 7.18 mg/d，其中直接从水中摄入量占 70%，为 4.68 mg/d～7.7 mg/d，平均为 5.5 mg/d，因而病区人尿氟含量大于 1.0 mg/L 者可达 60%，在 0.33 mg/L～1.0 mg/L 范围者占 18%，2.1 mg/L～6.0 mg/L 范围占 41%，正常区尿氟仅在 0.02 mg/L～0.1 mg/L 范围内，高者也仅 0.82 mg/L。氟富集最终造成人体的两大病态，氟黑牙病和氟骨病（表现为骨关节肿大，脊柱弯曲变形）。氟元素富集区，患氟黑牙病者达 40%以上，高的达 95.88%；患氟骨病者也有 1%～2%。

氟元素在人体中的富集迁移，将会引起人体的强烈反映。因它将与体内的钙、镁、锰等到离子结合，抑制人体中的各种酶发生正常作用，或抑制酶的形成，使骨组织细胞能量供应不足，造成骨细胞营养不良，导致氟骨症。另外血中的钙离子易与氟化合成氟化钙，使血钙降低，产生痉挛、抽搐等。甚至对人体的造血系统、泌尿系统、神经系统及心血管系统等造成影响。另一方面，氟缺乏也可引起病变，人体贫氟最明显的反映是轻者龋齿，使牙齿釉质无光泽，重者使骨质疏松，出现佝偻病。

（2）碘元素迁移失衡引起的地方病

在水资源开发过程中碘元素也能发生类似的突变迁移。特别是水体或土体中碘缺乏将会引起一系列病态问题。碘在人体中具有重要的生理功能，它可调节人体能量的转换，缺碘则影响人体生长发育及生育能力，导致皮肤粗糙、毛发枯槁、细胞代谢异常等，甚至神经肌肉功能降低。缺碘或碘富集都会引起甲状腺组织的代偿性增长，即甲状腺肿大。若母体缺碘，降生的婴儿就可能畸形，成为克汀病或亚克洒病患者。此病在河北燕山—太行及沧州滨海地区、内蒙、四川广元等地均有发现，有的是缺碘发病，有的是高碘发病。但高碘发病区大多与饮用高碘地下水有关。如山东某地饮用 400 m～570 m深井的富碘水，结果，不久高碘型地方甲亢病流行，受害人数达 17 万。有资料表明，未老先衰和乳房癌等病也与缺碘有关。但碘元素的迁移也受环境制约，如果饮用水中富钙则能阻止人体对碘的吸收，同样致病。如在一些石灰岩地区，虽然土壤碘含量较高，水碘 20 μg/L，但地甲病仍流行，究其原因是石灰岩地区开发的饮用水中 Ca^{2+} 含量高达 89.9 mg/L 之故，抑制了人体对碘的吸收。此处改用砂页岩中的低钙水后，发病率明显下降，可见元素的迁移受外界诸多因素影响，包括元素对元素的干扰。另一方面碘过高同样会引起碘中毒、甲状腺肿，使生态环境失调，产生病态效应。

（3）地层中的砷元素向地下水中富集引起的地方病

元素迁移的另一种类型则是地表水、地下水对岩层中有害物的溶滤。如河套地区的杭锦后旗、临河市狼山镇等，地下水井一般深约 15 m～30 m，多数位于第四纪湖相砂质含水层中。在含水层附近地区多处分布有富硫金属矿，其中含砷量达 0.01%～0.05%，造成该地区的地下水含砷量也较高，一般为 0.15 mg/L～1.2 mg/L，高者可达 2 mg/L 以上，超标 3～40 余倍（饮用水标准为<0.05 mg/L）。1992 年底统计，由于饮用该种地下水，典型砷中毒病症患者达 1072 人，数万人受高砷水影响。

究其原因是该区地势低，地下水埋深不大（多小于 3 m），迳流条件差，局部地段地下水溢出地表形成湿地，造成土壤严重次生盐渍化。另外，产水层多为湖相沉积物，含有淤泥及较多腐殖质，具有弱还原地球化学环境，有利于砷元素向地下水中迁移富集，造成上述局部生态环境恶化。

据有关资料报导四川、陕西、辽宁诸省少数地区的大骨节病也与地下水缺硒、多腐殖质有关。

类似于碘、氟，其他生命元素如锌、硒、锶等微量元素还具有生态影响的双重性，即少之不得，多之亦有害，它们也是影响动物与人体生长发育的重要元素。它们存在的量的多寡与地下水资源开发、利用有着十分密切的关系。

7.3　地下水环境影响评价

7.3.1　环境影响评价体系

环境影响评价是一项高难度软技术，用以识别和预测某项人类活动对环境所产生的影响，解释和传播影响信息，制定出减轻不利影响的对策措施，从而达到人类行为与环境之间的协调发展。

环境影响评价有单个建设项目，区域开发，公共政策等三种环境影响评价类型，尽管其评价的任务、内容、方法有所不同，但彼此之间密切相关，属一个完整的环境影响评价体系。水资源开发的环境影响评价一般属前两种类型之一。

环境影响评价是正确认识经济、社会和环境之间相互关系的科学方法，是正确处理经济发展使之符合国家总体利益和长远利益，强化环境管理的有效手段，对确定社会经济发展方向和保护环境一系列重大决策上都有重要作用。

环境影响评价有三种职能：一是识别，二是预测，三是提出对策或措施。识别有助于详细说明可能发生的影响区域，包括它们的空间范围和时间阶段。一般来说，识别要回答的问题是人类活动的部分，以及可能受这些成分影响的有哪些环境要素。预测则是通过物理-化学的、生物的、美学的、经济的，以及综合的手段从不同角度来回答人类活动对环境要素产生影响的未来后果。提出对策或措施，就是根据可能产生的影响，提出相应的技术方法，协调人类活动与环境的关系。其协调原则是“环境允许原则”或“环境最大容量”原则。如对水体纳污来说即水体本身维持近天然态能接纳外来物质的最大量。

7.3.1.1　环境容量

环境容量的概念，日本西村肇、中田喜三郎与矢野雄幸根据水质污染模拟研究曾做

过比较系统的论述，中国也进行过类似研究。环境容量是指某环境单元所允许承纳的污染物质的最大数量。它是一个变量，包括两个组成部分，即基本环境容量和变动环境容量。前者可通过设定的环境标准减去环境本底值求得；后者是指该环境单位的同化能力。

环境容量可分成区域性总环境容量及总环境分量的容量。下式表示它们之间的关系：

$$E_v = A_v + W_v + S_v + B_v \tag{7-25}$$

式中：E_v——区域性总体环境的平均环境容量；

A_v——大气环境分量的平均环境容量；

W_v——水体环境分量的平均环境容量；

S_v——土壤环境分量的平均环境容量；

B_v——生物环境分量的平均环境容量。

式（7−25）表达了“环境容量”是一种系统概念，在数学表达上可为环境分量的机械叠加，但在实际环境中它是各环境分量及其要素相互制约、相互协调、有机组合的一种“系统环境容量”。对以上环境分量之一的水体（地表水或地下水）而言，其环境容量又可用自身模式表达为

$$W_v = V \cdot (S_w - B_w) + C_w \tag{7-26}$$

式中：W_v——代表某环境单元中水体总环境容量；

V——代表水的体积；

S_w——代表水体中某污染物的地方性环境标准；

B_w——代表水体中某污染物的环境本底值；

C_w——地表水体或地下水体对污染物的自净（或同化）能力。

大气、土壤、生物与地质环境容量也有类似表达式。根据地表水及江河环境容量研究，把水环境（包括地下水环境）容量划分成如下的几种类型：

① 理想水环境容量（或称绝对水环境容量）：指以水域的污染物原始本底值或以水域的区域清洁本底值推算的纳污能力，用以反映未受人类活动影响水域的自然纳污能力，它是个理论值；或用以表示在最清洁状态下，水域对污染物的容纳能力。这种水环境容量是水域环境容量的最大值。

② 面源污染现状水环境容量：指根据水域的现状，估算它在达到水环境标准时，所能容纳的污染物数量。用以表示水环境现状可能容纳污染物的最大数量。它可以表示面源污染的最大水环境容量。

③ 点源污染现状水环境容量：指点源污染源分布的现状，实际上所能利用的最大环境容量。可根据污染源分布的特点，通过现状模拟来计算容量值。

④ 可优化利用的水环境容量：通过水质规划，优化决策，对整个水域的点源污染源进行合理安排，所能利用的水环境容量。在优化决策计算中，由于附加了费用函数，增加了经济约束，考虑了社会条件的约束，使它更符合实际，更具有科学意义。

在一般情况下，水环境容量的排序是：理想水环境容量＞面源污染现状水环境容量＞可优化利用的水环境容量＞点源污染现状可利用的水环境容量。当然环境容量也有

其他划分方法。

为了计算污染物的水环境容量，可以把污染物划分成三种类型：一是易降解的消耗氧性有机污染物，二是难降解的有机污染物，三是重金属。

对河流计算Ⅰ类污染物的水环境容量，可利用 Streeter-Phelps 方程，以 BOD 及 DO 为变量，可由 DO 目标值推算 BOD 约束值，从而计算该水域可生化降解的污染物的水环境容量。

计算第Ⅱ类污染物的水环境容量，只需把稀释做为该水域决定污染物容量的基本因素。假定污染物与天然水体完全混合，则对于某种污染物，有以下质量平衡关系：

$$L = \frac{e_0 \cdot q_0 + C_0 \cdot Q_0}{q_0 + Q_0} \tag{7-27}$$

式中：q_0，e_0——排污水量与浓度；

Q_0，C_0——水体（包括地下水体）流量与浓度；

L——污染物浓度的容许极限值（也称环境标准）。

则可得

$$\begin{aligned} L \cdot (Q_0 + q_0) - C_0 \cdot Q_0 &= e_0 \cdot q_0 \\ (L - C_0) \cdot Q_0 &= (e_0 - 1) \cdot q_0 \end{aligned} \tag{7-28}$$

显然，利用环境的本底值，由上式即可求水环境容量值。第Ⅲ类污染物的容量计算较为困难，可用生物学试验方法或其他模拟方法探讨解决。对于地下水、土壤与生物等环境容量的计算更为复杂，但以上研究的基本原理可以借鉴。在地下水资源开发中，其各类环境容量在环境影响评价中可作为重要约束条件存于评价模型或评价系统中，它包括地下水资源开采条件下自然环境的允许给水量——也属一种环境容量（或属地质环境容量之一），超过这种环境容量则可能产生环境突变甚至是灾变。

7.3.1.2　环境影响评价指标体系

地下水资源的开发或地下水矿山疏排的环境影响评价，目的是认识这一行为的可行性及实施后对周边环境的近期与远期的环境影响，可能产生的危害、危害的发展趋势与影响的范围及影响的程度。

对于任何环境影响评价首先都得建立环境评价的指标体系，在该评价指标体系下应该注重考虑各主要环境因素，以及各主要环境因素的环境三种状态，即环境的正常、异常与紧急状态，以及环境的三个时态即环境的过去、现在与将来。地下水资源开发或地下水矿山疏排的环境评价也应针对这三种状态与三个时态进行有效评价。环境评价指标体系的建立应根据国内外一系列环境法律、法规及环境评价体系进行，并建立符合中国国情的环境评价指标。目前世界与中国的一系列指标体系都参照 ISO 9000 或 ISO 14000 认证体系（相关水质指标见第 5 章）。ISO 9000 与 ISO 14000 评价体系是国际标准化环境评价与环境管理体系，前者注重质量问题，后者注重管理问题，因此各国地下水开发或疏排的环境影响评价或管理工作也应依照 ISO 9000 与 ISO 14000 认证体系中地下水环境标准进行。

ISO 14000 系列标准具有极广泛的内涵和普遍的适用性，它同以往的环境排放标准和产品的技术标准等不同，它是以市场趋动为前提，贯穿标准的预防性、可操作性与广

泛适用性、实行自愿性原则。

建立适于我国国情的地下水开发与疏排的环境影响评价标准体系，它应包括三个部分：① 水质标准，② 水量标准，③ 水资源开发对周边地质、生态环境的影响标准，即水量的保证供给、水质的达标及地下水资源开发或疏排不引起有害环境问题，如地面下沉、生态破坏与水质恶化，并以环境管理学与环境经济学原理，地质生态灾害防治理论与生命周期分析法进行系统评价。

(1) 环境质量的价值概念

目前世界各国拟订的环境质量标准都遵从 ISO 14000 环境评价体系，是反映环境状况的量化指标，但目前这些标准仍属初期形式或过渡形式。也就是说，即使这些环境标准的条文规定得再详尽，再具体，仅仅依靠它们还是不可能安全地把握住对环境质量的评价。因为环境质量的评价要能深刻地反映出人类社会的根本利益和客观需要，或者说，对环境质量的评价是人类在特定社会的生产方式、生活方式和思维方式基础上形成的对环境质量的认识的具体表现。因此可以说，环境质量评价标准是环境质量具有价值的外在表现形式，而环境质量价值则是环境质量评价标准的内在依据。

一般来说，可以把人类社会生存发展的需要归纳为 m 个方面，于是可以把环境质量的评价记为

$$E = (E_1, E_2, \cdots, E_m) \tag{7-29}$$

式中：E_i（$i=1, 2, \cdots, m$）是环境质量在人类社会生存发展需要的第 i 个方面所体现出来的价值，称之为第 i 个价值分量。

把保障人群身体健康列为人类社会生存发展对环境质量的第一个需要的话，于是可以称环境质量价值的第一个价值分量 E_1 环境质量的健康价值。具体来说，这一价值应该用空气的清新程度、水的洁净程度、食物住房的丰裕程度、安全稳定程度等来表示和衡量。若用数学形式来表示，可以写成

$$E_i = f_i(e_{i1}, e_{i2}, \cdots, e_{in}) \tag{7-30}$$

式中：e_{ij}——环境质量的第 i 个价值分量中（$i=1, 2, \cdots, m$）的第 j 个价值指标（$j=1, 2, \cdots, n$）；

f_i——以 e_{ij} 为自变量的函数表达式，它所表达的是环境质量的第 i 个价值分量。

式（7-30）是价值分量的数学表达式，可以把它称之为“价值公式”。

一般来说环境质量价值可概括为以下四个方面：① 环境质量的健康价值：是指当前的环境质量对该地人群的健康生存和繁衍需要的满足程度；② 环境质量的经济价值：是指当前的环境质量对该地经济活动需要的满足程度；③ 环境质量的生态价值：是指当前的环境质量对该地自然生态系统保持良性循环需要的满足程度；④ 环境质量的文化价值：是指环境质量对该地人群生活习俗的改变、文化观念的更新、文明程度的提高等诸多方面需要的适应能力。

以上四大环境质量价值应以地质环境为前提，正如 Will Durant 所说“人类文明的存在是以变化的地质环境应允为前提”（Civilization exists by geological consent, subject to change without notice）。根据 ISO 14000 评价体系及以上环境质量的四大价值观点，参照目前可行技术方法，可制定出合理、科学的环境综合评价指标体系，但考

虑到可操作性与经济上的可行性，目前只能根据物理化学、生物学、环境地质学与环境经济学原理制定相应指标体系。

（2）环境评价的指标体系

环境评价指标体系包括范围较广，但主要有以地下水体为核心的物理化学指标体系，生物学指标体系，以地下水体的宿体——地质体为中心的地质环境与生态环境指标体系，以及以经济为中心的环境经济学指标体系。建立一个完整又具有较强预防性，可操作性，具有广泛适用的地下水开发－疏排的环境影响评价指标系统，实际上是十分困难的，因为它与社会发展的阶段，国家科学技术水平有关，因而在地下水资源开发－疏排的环境影响评价中，通常对地下水体本身环境进行定量化评价，而开发－疏排对环境的影响则依据一些定性指标进行定性评价。

对地下水环境本身的评价主要利用国家或 ISO 9000 与 ISO 1400 确认的水质指标体系，它包括地面水环境质量标准，地面水环境质量标准选配分析方法—《GB3838.88》，生活饮用水卫生标准—《GB5749.2006》，污水综合排放标准—《GB8978.1996》等。在一些有条件的地区可进一步利用生物学标准，该标准包括以下几方面：① 生物种群多样化标准（食物链标准）；② 良性环境中生物抗污极限标准（单一种群对不同污染物忍耐能力指标）；③ 污染环境中孳生种群标准（污染指示生物标准）。

水资源开发环境影响评价可利用以上标准进行综合评价，也可单独进行生物学评价。生物学指标从不同的侧面反映了水质的变化。例如，水质污染严重时，种类总数减少，生物单一化，而水质良好时生物种群繁茂，食物链完整。

利用藻类的生物学特性进行水环境质量评价是目前较常用、较成熟的方法。这是因为藻类在整个水生生态系统中起着独特的作用，它是为系统提供物质和能量的基础。

藻类与水污染有着密切的关系。藻类过量增殖表现了水体的富营养化，反映了水质变坏、危及水体资源利用；另一方面，水体受到一般有机物，如生活污水的污染时，藻类可通过其光合作用与细菌分解作用净化水体、或者转移积累污染物。当水体受到有毒物质污染时，不同藻类对毒物作用的忍受力不同，水体中的毒物会引起藻类的种类和数量变化，也会引起藻类形态、生化、生理等方面的反应。因而藻类在水环境质量评价方面有着特别重要的作用。

7.3.2　环境影响预评价方法

7.3.2.1　环境影响评价基本步骤

地下水开发疏干视其规模，可根据环境影响评价理论进行环境评价，它涉及的主要问题就是以上各章节所涉及水资源开发疏排过程中所产生的环境负面效应：① 地下水资源本身的量与质；② 地下水开发疏排过程中对周边岩土的近期与永久性的影响；③ 对生态环境（特别是人体）近期与永久性的影响。因而环境影响评价，包括现状评价与预测评价，而后者尤为困难但又更为重要，它对决策起决定性作用。

根据环境评价的三种状态，三种时态评价原则，在地下水开发疏排环境影响评价中，应充分利用过去及现在，异常和正常的观测测试数据，首先进行过去与现状评价，特别是现状评价，进而建立模型，进行预测评价，并利用过去或未来数据进行矫正，最

后得出较完整模型，用以较长时间与空间系列的环境影响评价或环境影响预测。综上所述，地下水开发疏排的环境影响评价的一般步骤如下：

① 收集整理历史资料，建立环境评价体系与环境信息库；

② 根据水量、水质、水速及所储存空间的实际需要对地下水环境进行评价（即地下水环境静态评价）；

③ 设立长期观测站，采集现有各类环境、水体、地质体与生态系统资料，充实环境信息库；

④ 进行环境影响评价（包括地下水环境的动态评价及地下水开采疏排对环境可能影响评价）；

⑤ 建立环境预测模型及获取模型相关参数；

⑥ 利用历史资料及本身一年至二年甚至更长时间的观测资料矫正模型（环境的回顾评价）；

⑦ 分阶段进行环境预测评价（地下水环境的动态预测与对环境的影响评价），完善环境信息库。

最后提交环境影响评价报告。根据以上基本步骤，这里主要讨论地下水环境（特别是水质）的静态评价与动态评价，介绍一些比较常用、又能反应地下水环境真实状态的评价方法。对于地下水开发、疏排可能产生的岩、土稳定性影响，生态环境影响、经济问题及其他方面的环境影响可参照相应学科进行讨论、评价。

7.3.2.2 单因子与多因子静态评价法

该评价主要针对地下水体的单个因子或多因子的现状评价，有物理的、化学的及生物的评价，这里重点讨论后两种评价

（1）单因子“评价标准指数法”

该法可用下式表达：

$$P_{ij} = \frac{C_{ij}}{S_i} \tag{7-31}$$

式中：C_{ij}——评价因子 i 在 j 点的浓度，mg/L；

S_i——评价因子 i 的地面水质标准，mg/L。

（2）多因子评价方法

地下水开发与疏排的环境影响评价与水质评价不尽相同，水质评价除了第 5 章中对特殊用水水质评价外，则是常规水质评价，如生活饮用水、鱼业用水、环境用水水质评价，而开发-疏排的环境影响评价除了对水质影响外还有对系统环境或局部地质环境、水环境与生态环境的影响评价，其重点之一则是地下水体本身的水质评价，因而第 5 章的地下水质系统评价（除特殊用水水质评价外）归并在环境评价中讨论。地下水成分复杂，分类困难，根据国家 2006 年发布的水质标准（表 5－13(a)）大致可分以下几类：

第一类是构成地下水化学类型、反映地下水性质的常规水化学组成的一般理化指标，有 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、SO_4^{2-}、Cl^-、HCO_3^-、NH_4^+、NO_2^-、NO_3^-、pH、矿化度、总硬度、耗氧量等。

第二类是常见的有毒重金属和非金属物质，有 Hg、Cr、Cd、Pb、As、F、CN 等。

第三类是有机物质：石油制剂、苯、酚、有机氯、有机磷以及其他工业排放的有毒物。

第四类是细菌、寄生虫卵、病毒等。

除此之外，应该还有消毒剂、农药、放射性等类物质。

各地区在评价地下水质量时，除第一类反映地下水质量的一般理化指标必须监测之外，要根据各地区的污染特点来选择评价因子。

地下水的评价标准，一般以饮用水水质标准为依据。因为地下水易于污染，且污染后治理十分困难，所以评价宜从严掌握，即从该地区、该城市地下水中各种物质的最小背景浓度作为地下污染的起始值，以污染起始值作为评价标准。地下水污染评价大多使用"地下水污染指数评价法"，该方法将指数值与人群健康效应联系起来，其评价公式为

$$P_w = \sum_{i=1}^{m} \frac{C_i}{x_0} \lg \frac{\sum C_b}{C_{bi}} \tag{7-32}$$

式中：P_w——地下水污染指数；

C_i——水样中因子 i 的实测浓度，mg/L；

x_0——因子 i 的污染起始浓度，mg/L；

C_{bi}——因子 i 的饮用水标准，mg/L；

$\sum C_b$——评价因子的所选饮用水标准的总和；

m——监测的项目数。

评价公式中$\frac{C_i}{x_0}$表明地下水中某评价因子的异常情况。$\lg \frac{\sum C_b}{C_{bi}}$表明该种因子在所有监测项目中对人体健康效应的影响系数，对某种污染因子来说它是一个常数（见表7－1）。

表 7－1　各种污染物的健康效应影响系数值

项目	$\lg \frac{\sum C_b}{C_{bi}}$	项目	$\lg \frac{\sum C_b}{C_{bi}}$	项目	$\lg \frac{\sum C_b}{C_{bi}}$
SO_4^{2-}	0.408	酚	5.505	铬	4.107
Cl^-	0.505	氰	3.107	镉	4.806
NO_3^-	1.153	砷	4.505	铜	2.806
硬度	0.651	汞	5.306	铅	3.806
				锌	2.806

式（7－32）算出的评价指数，按表 7－2 分级。

表 7－2　地下水水质分级

等级划分	1	2	3	4	5
污染指数	<9	9～20	20～30	30～40	>40
污染程度	未污染	轻污染	中等污染	轻重污染	严重污染

(3) 内梅罗（N. L. Nemerow）污染指数法

美国叙拉古大学的内梅罗在《河流污染科学分析》一书中提出了该污染指数。其评价因子包括：温度、颜色、透明度、pH、大肠杆菌数、总溶解固体、悬浮固体、总氮、碱度、氯、铁和锰、硫酸盐、溶解氧。

将水的用途划分为三类：

① 人类接触使用水：包括饮用、游泳、制造饮料等。

② 间接接触使用水：包括养鱼、工业食品制造、农灌等。

③ 不接触使用水：包括工业冷却水、公共娱乐及航运等。

根据水的不同用途，参照 ISO 9000 认证或国家制定的相应的水质指标，可拟定相应的水质分级标准。

内梅罗指数表达式如下：

$$PI_j = \sqrt{\frac{(\frac{C_i}{L_{ij}})^2_{平均} + (\frac{C_i}{L_{ij}})^2_{最大}}{2}} \tag{7-33}$$

式中：PI_j——j 类用途水污染指数；

C_i——评价因子 i 的实测浓度；

L_{ij}——评价因子 i 对应 j 类用途水的标准。

$\frac{C_i}{L_{ij}}$的取值由以下条件确定：

当$\frac{C_i}{L_{ij}} \leqslant 1.0$ 时，$\frac{C_i}{L_{ij}}$取实际计算值；

当$\frac{C_i}{L_{ij}} > 1.0$ 时，取$\frac{C_i}{L_{ij}} = 1.0 + P \cdot \log \frac{C_i}{L_{ij}}$；

式中：P——常数，一般取 5.0。

上式计算出的只是水的某一种用途 j 的评价结果，对于一个区域应确定水的不同用途的相对重要性，得出各自的权重（W_j）（$\sum W_j = 1$），然后把各个 W_j 值作为各 PI_j 值的权系数，最后求出 PI，即

$$PI = \sum_{j=1}^{n} W_j \cdot PI_j \tag{7-34}$$

该指数明显的特点是兼顾考虑了$\frac{C_i}{L_{ij}}$最高值、平均值和水的不同用途对整个评价区域水体的影响。该方法广泛用于地表水、地下水甚至大气质量评价，特别是针对矿山疏排水综合用于养鱼、农灌、工业冷却、公共娱乐等用水的水质评价。

7.3.2.3 确定型模糊数学综合评判方法*

除上述单因子或多因子评价方法外，用于水质评价方法很多，如主因子评价方法、灰色理论法、各类模糊数学法。方法不同，标准不统一，因而评价结果也可因此存在很

* 由本书作者改良的模糊评判法

大差异，不利于管理与决策。因而在评价过程中需采用多种评价方法，选择统一评价标准进行。

模糊评判法有其长处，但短处也不少，这里重点介绍笔者的一种改进型的量化模糊综合评判方法。在环境评价中大多模糊评判法采用初始型，此方法主要依据模糊决策原理。设 $u=\{u_1, u_2, u_3, \cdots, u_n\}$ 是论域；$g_1, g_2, \cdots, g_n$ 是 m 个不恒为常数的目标函数。g_i：$u \to R$，令 G_i 满足

$$\mu_{Gi}=\frac{g_i(u)-g_{i\min}(u)}{g_{i\max}(u)-g_{i\min}(u)} \tag{7-35}$$

式中：$u \in U$；$i=1, 2, \cdots, n$；$g_{i\max}(u)$、$g_{i\min}(u)$ 是 $g_i(u)$ 的最大值与最小值。G_i 是模糊集。

对某一目标 i 而言，可按 $\mu_{Gi}(u_1)$，$\mu_{Gi}(u_2)$，$\mu_{Gi}(u_3)$，…，$\mu_{Gi}(u_i)$ 的大小来对 u 排序或选优。而现在有 m 个目标，如何综合这个模糊集 G_1，G_2，G_3，…，G_m 来得到 u 的一个排序则属多目标决策问题。

在水质评价问题中，各污染因子实测值如 $C=\{c_1, c_2, c_3, \cdots, c_m\}$ 构成因素集，而国家规定的水质标准 $U=\{u_1, u_2, u_3, \cdots, u_m\}$ 则视为抉择评语集，R 则是 $C \times U$ 上的模糊关系，

$\mu_r(c_i, u_j)=r_{ij}$ 表示因素 c_i 在抉择 u_j 上的可能性程度，则（C，U，R）称为评判空间。

由于因素集 C 中的各因素 c_1，c_2，c_3，…，c_m 对水质的贡献不同，因而需考虑各因子的权重，用 $\boldsymbol{A}$ 表示之，且计为向量：

$$A=(w_1, w_2, w_3, \cdots, w_i)$$

其中：

$$w_i=\frac{\frac{c_i}{s_i}}{\sum_1^i \frac{c_i}{s_i}} \tag{7-36}$$

w_i 表示第 c_i 种因子在水中的浓度，s_i 为第 i 个因子的抉择评语集第 i 行向量的平均值。w_i 的物理意义比较明确，即表示第 i 个因子对整体水质贡献的大小，且 $\sum w_i=1$。得到 R 与 A 集后，则可进行模糊运算：

$$\boldsymbol{\alpha}=A \cdot R=(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \cdots, \alpha_i)$$

其中

$$\boldsymbol{\alpha}_j=\bigvee_{i=1}^{n}(\alpha_i \wedge \gamma_{ij}) \tag{7-37}$$

$\boldsymbol{\alpha}$ 集则表示抉择集上各种决策的可能性系数。最后取 $\boldsymbol{\alpha}_j$ 中的最大值所对应的级别为最后抉择。从评判结果来看，此评价方法有以下几个问题：

① 评判结果极端化：如长江某断面枯水期计算的 $\boldsymbol{\alpha}$ 向量为（0.3604，0.16707，0.16931，0，0），据此自然定为 1 级水。但仔细研究一下 $\boldsymbol{R}$ 模糊阵，见（7－39）式。在 18 个评价因子中，有两个因子达 3 级标准（因其因子棣属 3 级水的概率分别为（0.9474，0.909，0.5，0.5，0.36)。更何况其中剧毒因子 Hg 已达到 3 级标准。毫无

疑问，江水已被污染。因而把其划归1级水（洁净水）显然令人费解。同样也有类似的例子把本可不划归为5级水的，划归成了5级水。

② 评判中出现不能准确定级的模糊结果：例如，该断面平水期、$\boldsymbol{\alpha}$ 向量为（0.339，0.339，0.1905，0.0）这里出现了等值，于是只好把水的级别划为1～2级，到底属于1级还是2级，无法判断。

③ 这种评判法无形中出现了水质分级的新标准。例如，用15，20，30，40表示某因子分级标准，则分别以 $b<15$，$15\leqslant b<20$，$20\leqslant b<30$，$30\leqslant b<40$，$b>40$ 等分成5级；但经过模糊运算后，则形成了以15，20，…为中心的数域，在这些数域之间的数则成了新的标准，使水质级别相应向前或向后推移了半级。因而此种评价法是很值得探讨和改进的。

从理论来说，此种初始型模糊评价法丢失的信息较多，取大时把次大的信息全丢失了，取小时把次小的信息全丢失了，因此不可避免地造成以上缺陷。为了弥补这种评价的不足，后来的研究者提出了广义的模糊综合评判方法，引进了除"∨"和"∧"以外的多种运算，如把（7－37）式中的 $\boldsymbol{\alpha}_j$ 改用

$$\boldsymbol{\alpha}_j^* = \sum_1^i w_i \cdot r_{ij} \tag{7-38}$$

改进后的公式在某些场合下可解决初始评判中的不可确切定级的弊病。如以上向量（0.339，0.339，0.1905，0.0），经过该式处理后 $\boldsymbol{\alpha}^*$ 向量为（0.3541，0.2911，0.3548，0.0），据此定3级，与前式评判结果（1级）大不相同。谁是谁非仍需进一步研究。

为了避免以上缺陷，根据线性插值原理及模糊数学综合评判方法的某些算法，这里提出了确定型模糊联立评判法，其步骤如下：

（1）计算模糊阵 $\boldsymbol{R}$

$$\boldsymbol{R} = \begin{bmatrix} \mu_{11} & \mu_{12} & \cdots & \mu_{1j} \\ \mu_{21} & \mu_{22} & \cdots & \mu_{2j} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \mu_{i1} & \mu_{i2} & \cdots & \mu_{ij} \end{bmatrix} \tag{7-39}$$

式中

$$\mu_{ij} = \begin{cases} 0 & (0 \leqslant c_i \leqslant \alpha_j) \\ \dfrac{c_i - \alpha_{j-1}}{\alpha_j - \alpha_{j-1}} & (\alpha_{j-1} < c_i < \alpha_j) \\ 1 & (\alpha_j \leqslant c_i) \end{cases} \tag{7-40}$$

以上各运算符号的意义与模糊评判法符号意义相同。

（2）利用公式

$$G_i = \mu_{ij+1} + j \tag{7-41}$$

确定各单因子所属级别。

（3）总水质级别

$$G = \sum_1^i w_i \cdot G_i \tag{7-42}$$

式中，w_i 由式（7－36）确定。

对于以上同一断面，得出结果是一个定值 1.976 级，对比用常规模糊综合评判得到的 1～2 级、广义模糊评判法所得的 3 级及希耳伯指数（$P<1.7$）得到的是 1 级，显然确定型模糊联立评判法所得 1.976 级较为合理。从单因子级别来看，参与评价的 18 个因子中有三个超过 2 级，分别为 2.6，2.791，2.65 级，一个因子小于 2 级为 1.367 级，因而水质级别至少应大于 1 级，而小于 3 级，这就否定了广义模糊评判结论及希耳伯指数法评判结论。另一方面，超过 2 级标准的因子数只占了 17%，且权重较小，又属非毒性指标，因而把其划归 2 级或者 2 级以上，则过于突出了这些因子的影响，忽略了大多数低级别因子的影响。可见联立评判法所得结果较客观、准确地反映了水体的污染程度。这主要在于它既考虑了所有单因子的精确级别及它们在整体中所占的权重。也考虑了所有各因子对水质的综合影响。因此，它不会单纯强调最大值的影响，而忽略其他因子的作用。

由于联立评判法也是建立在模糊数学的基础上，因此仍存在数学的"均化"现象。这种不可避免的"均化"现象，对总体水质的评价来说是允许的，但对以饮用为目的水质评价是极不利的。如汞或铅单因子达 5 级或以上，已可对人体造成极大危害，但由于"均化"作用，综合结果可能会变成 3 级或 2 级水质。如某断面，单因子铅为 5 级，但水质评价结果为 2.8 级。从对水的总体评价来看，自然无可非议；但对以饮用为目的的水质评价来说，则弱化了毒性。为了克服这种"均化"的缺点，对于饮用水的评价，除了单纯考虑单个因子对整体水质级别的贡献外，还必不可少地要考虑单因子对人体的危害程度。为此，这里将污染因子大致分为两类。第一类为易清除、降解和毒性较小的污染因子，如大肠杆菌、悬浮物、总硬度、Do 等等；第二类为毒性强因子，如 No、CN、Hg、Cr、Cd、挥发酚、DDT、Pb 等。对于第一类因子在不超过"不允许使用界限"（如大肠杆菌不高于 10）的条件下，允许评判中的"均化"，即最后结果为综合计算值 。对第二类因子则应考虑其单因子级别的决定性影响，采取

$$\boldsymbol{G}^{*}=G\vee G_{T\cdot\max}\tag{7-43}$$

式中：$\boldsymbol{G}^{*}$——综合结果级别；

$G_{T\cdot\max}$——毒性因子类的最大值。

把综合结果（G）与所有第二类毒性因子的单项级别比较，取最大者 G^{*} 为最后评判结果。

例如，长江某断面单项指标汞达 5 级，酚达 3 级，BOD 达 4.7 级，联立评判结果 G=2.5094 级。对饮用目的采用此结论显然不够合理，因为水中的汞等已足够对人体产生危害。所以，如果以饮用为目的评价，要取最大值，即单因子汞的级别 $G_{T\cdot\max}=5$ 为最后评价结果（$G^{*}=5$）。

由此可见，要使水质评价符合实际情况需考虑众多因素。除上述毒性、易降解性或易处理性，还要考虑各级水质的标准选择及评价所包括的因子个数，参加评价的因子个数不同，所得评价结果可能迥然不同。如对于某些河流江段把大肠杆菌列为评价因子，则总水质划为严重污染；如不考虑它，则可划为 2 级甚至于 1 级水。该方法方便易行，应用广泛。对地下水水质评价、大气、水、土壤以及地下水开发或疏排可能引起地质灾

害程度评价都十分准确、有效。

7.3.2.4 溶质迁移动态模型评价法

地下水开发—疏排环境影响动态评价比较复杂且难度很大。主要依据资料的时间系列与空间系列，建立相应的物理或数学模型，对不同时间与空间进行评价。这里以建立地下水溶质包括污染的三维对流—弥散迁移动态模型，确定地下水环境（重点是水质）的动态变化。然后根据某一特定时空上地下水环境要素进行评价。对于任一地下水开发、疏排工程，地下水溶质的动态特征可采用以下三维对流—弥散迁移动态模型表达：

$$\frac{\partial C}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x_i}\left[D_{ij}\cdot\frac{\partial C}{\partial x_j}\right]-\frac{\partial}{\partial x_i}(v_i\cdot C)+\frac{q_s}{\theta}C_s \tag{7-44}$$

式中：v_i——渗流速率分量；

D_{ij}——弥散系数分量；

c——溶质浓度；

c_s——源/汇浓度；

$q_s=\frac{Q_s}{\Delta_{ij}}$——单位体积通量。

式（7－44）也称为有天然或人为污染的源、汇项的三维对流—弥散溶质迁移方程，式（7－44）适用于一般坐标系。该模型在一定条件下可简化为一维或二维模型。以上模型主要根据地下水达西定律及地下水溶质运移理论建立。

地下水中的溶质运移除对流—弥散作用外，还有水体与所处介质环境之间产生的一系列（n 种）水岩相互作用，如物理化学作用、生物化学作用、吸附、解吸、沉淀、降解等；这些作用可归并到一个附加项 $\sum R_k$ 中，称为化学源汇项，如下式：

$$\frac{\partial C}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x_i}\left[D_{ij}\cdot\frac{\partial C}{\partial x_j}\right]-\frac{\partial}{\partial x_i}(v_i\cdot C)+\frac{q_s}{\theta}C_s+\sum_{k=1}^{n}R_k \tag{7-45}$$

因此，可将地下水系统作为一个化学反应系统。据 Rubin（1983）该反应系统可分成两类：

① 反应速度极快、可逆、并在各驻留时段内的典型传导区可达到局部平衡；

② 反应速度不快且（或）不可逆，局部平衡不可能达到。

对以上两类反应，Rubin（1983）又划分出单相均匀反应与多相不均匀反应。在多相反应中有表面反应（如：吸附与离子交换），及“典型”反应（如沉淀、分解，氧化、还原或氧化还原综合反应），根据以上分类法共可组合成 6 类反应。

在地下水溶质迁移的对流—弥散迁移模拟中常见有两种化学反应：一为可控平衡吸附，即在局部平衡条件下，溶解态与孔隙介质之间的质量交换。二为一般化学反应，如放射蜕变与生物降解作用，此类反应符合不可逆一级反应定理。本教材只讨论可控平衡吸附反应。

当孔隙介质充满含有溶质的水时，由于静电或化学力的作用，使得水体中的溶质离开水体吸附在固体基质上，此过程即吸附。相反地，溶质粒子从固体介质进入水体，称为解吸。吸附作用又可分为吸附与吸收，吸附指化学物质只固着于基质的表面，吸收指一种物质均匀地渗入固体颗粒。

（1）符合吸附等温线规律的平衡吸附

吸附等温线的梯度$\frac{\partial \bar{C}}{\partial C}$对溶质迁移分析有重要意义，对于大多数地下水中的化学物质，等温线表达式为

$$\bar{C} = K_f \cdot C_a \tag{7-46}$$

等温线的斜率为

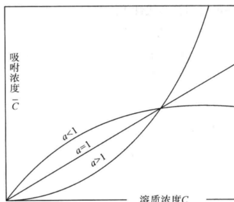
$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial C} = a \cdot K_f \cdot C_{a-1} \tag{7-47}$$

式中：C——溶质容量；

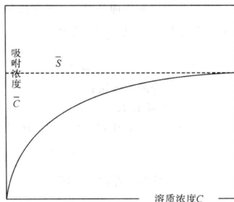
$\bar{C}$——吸附容量；

常数 K_f 及指数 a 需根据其所处孔隙介质不同化学因子性质确定。

7－46 式称为 Freundlich 等温线，如图（7－15（a））所示。对于某些低浓度化学因子，a 值取 1，其平衡吸附由 Freundlich 等温线控制。图（7－15（b））中，C 与 $\bar{C}$ 呈线性关系：



（a）Freundlich 等温线，α=1 时为直线，



（b）Langmuir 等温线，$\bar{S}$ 为最大吸附容量

图 7－15　决定吸附特征的两种等温线

$$\bar{C} = K_d \cdot C \tag{7-48}$$

其等温线斜率 K_d 称为分配系数，

$$K_d = \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \tag{7-49}$$

式中：$\bar{C}$ 的单位为 mg/kg；C 的单位为 mg/L；K_d 的单位为 L/kg 。

Freundlich 等温线认为固体基岩的吸附能力为无穷大，且吸附浓度随溶质浓度增大而增大；而 Langmuir 等温线则规定其具有最大吸附能力，并将其定义为

$$\bar{C} = \frac{K_l \bar{S} C}{1 + K_l C} \tag{7-50}$$

该等温线的斜率为

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial C} = \frac{K_l \bar{S}}{(1 + K_l C)^2} \tag{7-51}$$

式中：K_l——Langmuir 常数；

$\bar{S}$——不同位置上的吸附浓度或最大吸附容量。

如图（7－15）（b）所示，单位质量孔隙介质所吸附的最大溶质量。当溶液浓度很低时，Laugnuir 等温线与线性 Freundlich 等温线相似，此时有 $K_d = K_f \cdot \bar{S}$。当溶液浓度很高时，吸附浓度 $\bar{C}$ 达到临界值 $\bar{S}$，Langmuir 等温线的这种性质使其在处理高浓度实际问题时比 Freundlich 等温线更接近实际。

由（7－48）式表达的线性等温关系，解吸浓度以 $\frac{\partial C}{\partial t}$ 变化时，吸附浓度的变化率为 $\frac{\partial \bar{C}}{\partial t}$，得

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = K_d \frac{\partial C}{\partial t} \tag{7-52}$$

根据化学平衡原理及进行一系列推导，最终可得到符合线性等温张量关系的吸附作用及延迟作用，并以 7－45 式中的化学源/汇项 $\sum R$ 的形式表达为

$$\sum_{k=1}^{n} R_k = -\frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = -\frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \tag{7-53}$$

式中：ρ_b——介质干容量；

θ——介质孔隙度。

由此可得下列形式的一般对流－弥散－化学反应表达式：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[D_{ij} \cdot \frac{\partial C}{\partial x_j}\right] - \frac{\partial}{\partial x_i}(v_i \cdot C) + \frac{q_s}{\theta} C_s - \frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \tag{7-54}$$

将右边最后一项移至左边，整理得

$$R \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[D_{ij} \cdot \frac{\partial C}{\partial x_j}\right] - \frac{\partial}{\partial x_i}(v_i \cdot C) + \frac{q_s}{\theta} C_s \tag{7-55}$$

式中

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{\partial \bar{C}}{\partial C} \tag{7-56}$$

该式为一般的延迟系数表达式。

为线性 Fredundlich 等温线关系时，延迟系数可写为

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot K_d$$

为非线性 Fredundlich 关系时，$a \neq 1$，延迟系数为

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot a \cdot K_f \cdot C^{a-1} \tag{7-57}$$

为非线性 Laugmuir 关系时，延迟系数为

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot \left[\frac{K_l \cdot \bar{S}}{(1 + K_l \cdot C)^2}\right] \tag{7-58}$$

非线性关系延迟系数是溶解浓度的函数，于是，溶质迁移方程亦为非线性。

（2）有机化合物的吸附

不管何种吸附，从化学源/汇项考虑，关键是确定 R 式中的 K_d 值。有机碳对微量浓度的溶质吸附一般服从线性等温线，其介质单元内溶质的分配系数 K_d 可表达为

$$K_d = K_{oc} \cdot f_{oc} \tag{7-59}$$

式中：K_{oc}——特殊有机组份含量系数；

f_{oc}——有机碳在介质单元内所占百分数。

（3）离子交换

对于离子交换作用引起的吸附，由吸附机制及化学原理可建立简单离子交换作用的平衡等温关系，设离子交换过程为



$$mC_1^n + n\bar{C}_2 \Leftrightarrow m\bar{C}_1 + nC_2^m \tag{7-60}$$

式中：n——离子 1 的化合价；

m——离子 2 的化合价；

C_1——第 1 类离子的溶解相；

$\bar{C}_1$——第 1 类离子的固相；

C_2——第 2 类离子的溶解相；

$\bar{C}_2$——第 2 类离子的固相。

根据质量平衡原理，（7−60）式离子交换反应的热动力平衡系数 k_{ex} 为

$$k_{ex} = \frac{[\bar{C}_1]^m \cdot [C_2]^n}{[C_1]^m \cdot [\bar{C}_2]^n} \tag{7-61}$$

括号内表示热动力浓度或活度。由粒子活度系数（Freeze 与 Cherry，1979），可将热动力浓度转换为 mol/L 的质量浓度。设溶解相与固相的总浓度为常数，可得下式（Qrrove 与 Stollenwerk，1984）：

$$\begin{aligned} nC_1 + mC_2 &= C_0 \\ n\bar{C}_1 + m\bar{C}_2 &= \bar{C}_0 \end{aligned} \tag{7-62}$$

式中：C_0——离子 1 与 2 的溶解相总浓度；

$\bar{C}_0$——离子 1 与 2 吸附于孔隙介质上的固相总浓度，它反映离子交换能力。

将 7−62 式代入 7−61 式得到以不同种离子表示的平衡常数：

$$k_{ex} = \frac{[\bar{C}_1]^m \cdot \left[\dfrac{C_0 - nC}{m}\right]^n}{[C_1]^m \cdot \left[\dfrac{\bar{C}_0 - n\bar{C}}{m}\right]^n} \tag{7-63}$$

由此可得四类离子交换过程中的非线性等温线关系的延迟系数，它们分别是

1 价−1 价离子交换型（即 $n = m = 1$）延迟系数：

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{k_{ex} \cdot \bar{C}_0 \cdot C_0}{[C(k_{ex} - 1) + C_0]^2} \tag{7-64}$$

2 价−2 价离子交换型（即 $n = m = 2$）延迟系数：

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} \cdot \frac{k_{ex} \cdot \bar{C}_0 \cdot C_0}{[2C(k_{ex} - 1) + C_0]^2} \tag{7-65}$$

1 价－2 价离子交换型（即 $n=1$，$m=2$）延迟系数：

$$R=1+\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\frac{\bar{C}^2-2k_{ex}\bar{C}C+2k_{ex}\cdot C\bar{C}_0}{2\bar{C}(C_0-C)+k_{ex}C^2} \tag{7-66}$$

2 价－1 价离子交换型（即 $n=2$，$m=1$）延迟系数：

$$R=1+\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\frac{4k_{ex}\bar{C}(\bar{C}_0-\bar{C})-4\bar{C}(C_0-2C)-k_{ex}\cdot\bar{C}_0^2}{-4k_{ex}\cdot C(\bar{C}_0-2\bar{C})-(C_0-2C)^2} \tag{7-67}$$

（4）不可逆化学反应中的 R 的确定

可先确定源汇项：

$$\sum_{k=1}^{n}R_k=-\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\frac{\partial\bar{C}}{\partial t}-\lambda\cdot(C+\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\bar{C}) \tag{7-68}$$

式中：λ——一级反应速率常数；

ρ_b——介质干容重。

将 7－68 式代入 7－46 式，可得下列形式的一般平衡吸附－不可逆化学反应溶质迁移表达式：

$$R\cdot\frac{\partial C}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x_i}\left[D_{ij}\cdot\frac{\partial C}{\partial x_j}\right]-\frac{\partial}{\partial x_i}(v_i\cdot C)+\frac{q_s}{\theta}C_s-\lambda\cdot\ (C+\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\bar{C}) \tag{7-69}$$

这里，$R=1+\frac{\rho_b}{\theta}\cdot\frac{\partial\bar{C}}{\partial C}$为所求延迟系数。

根据以上动态方程求出的动态溶质浓度则可开展与时间－空间相关的地下水环境或水质的动态评价。

以上讨论解决了地下水水质的现状静态或现状动态评价问题，对于未来影响评价问题还需在地下水的开采疏排条件下进行，贯穿环境评价的三种状态、三种时态评价原则。除了水质的评价外还必须针对地下水开发－疏排全过程对周边环境或系统环境在地质（岩、土稳定）、生态（植被生长、农作物污染）及外部地下地表水环境的影响评价。对于地质环境影响、生态环境影响、经济问题及其他方面的环境影响评价可参照相应学科进行，本教材将不讨论。

除了环境影响评价外，还有为地下水环境修复进行的环境污染与风险等级评价，其基本思想与方法将在第 8 章详细讨论。

第 8 章　地下水环境修复与治理工程

地下水环境的破坏，除了前几章讨论的开发、疏排工程引起的环境问题外，另类问题则是早期国家工业化阶段、工农业废弃物与生活垃圾排放填埋对土壤、地下水的污染，人类这些排污活动大大改变了地下水的原始环境和水质；尤其自 20 世纪 70 年代中期开始，美国以及一些主要的欧洲国家开始花费数十亿美元尝试着修复与治理由人类生产生活带来的土壤和地下水污染问题。目前，美国与欧洲国家的地下水环境修复与治理工程学从理论到工程实践都变得越来越成熟，并成为地下水工程的一个重要组成部分。

地下水环境修复与治理工程包括比较广，如生活垃圾在地质体中的“卫生”填埋，放射性物质的地质体深部“安全”处置，地下水开发疏排引起的地面沉降或塌陷，以及局部土壤污染与地下水污染等都属地下水环境修复与治理工程范畴。对于前三项因为有相应专著讨论，本章将重点讨论后者，即局部范围内，土地污染与地下水污染的勘察技术，污染的风险评估以及污染的土壤，地下水治理修复技术，以满足保护人类健康和环境的需要。该工程在发达国家已全面实施，而在中国国内还没有起步，这项工程在中国及类似国家或地区有极广泛的应用前景。

8.1　地下水污染特征与污染范围调查

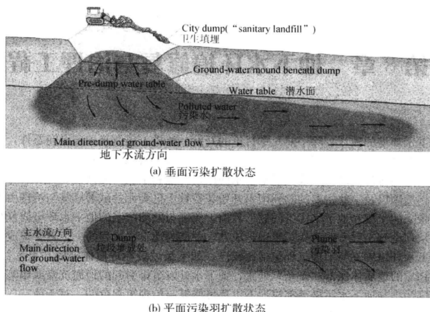
8.1.1　污染现场调查

地下水环境的现场调查是环境治理的前期工作，是《地下水系统分析与工程学》及《环境水文地质学》重要工作内容，它包括调查污染源、污染强度、扩散范围，地质体与水体的污染特征等内容。如城市垃圾填埋场对地下水污染所产生的地下水污染扩散与弥散特征如图 8−1 所示，它从源区至地下水下游形成一个拉长的似羽毛状不对称椭园带，也称羽状污染晕或称污染羽（Plume)。

本教材只围绕小范围污染的治理工程本身的需要开展讨论，如加油站漏油污染、汽车漏油事故产生的局部污染、厂矿污染、洗衣店污染等治理工程（图 8−2）。其方法也适用其他如垃圾填埋、矿山废碴堆积等引起的污染处理工程。

其工作程序是：在对污染场地进行初步踏勘后，制定详细工作方案，然后进行现场污染评估，确定取样程序，选择钻孔位置，现场测定或萃取污染土壤中的有机挥发成分等。

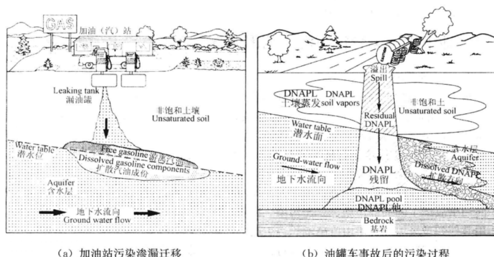
污染现场的初期评估工作是确定修复方案、实施修复工程的重要一步，它可分为两个阶段：



(a) 垂面污染扩散状态

(b) 平面污染羽扩散状态

图 8-1　点源污染形成的污染羽（据 Earth sicence）



（a）加油站污染渗漏迁移　　　　（b）油罐车事故后的污染过程

图 8-2　油类污染及迁移示意图（据 Applied Hydrogeology, Fourth Edition 2001, C. W. Fetter）

8.1.1.1　第一阶段环境现场评估（简称 EAS1 评估）

EAS1 评估是根据美国 ASTM 协会《E1527—05》条款开展的第一步潜在污染调查。属常规现场调查，重点检测研究区污染影响的实际范围，如受管制的有害物质、石棉、含铅涂料、地表或地下油罐（图 8-2）等。进而调查上述管制物质的使用历史，包括危险物

质使用许可证、使用场地的历史以及使用单位向管制机构提交的报告等。

根据《E1257—05》条款，EAS1 评估的主要内容有：

① 由专业人员进行现场调查，勘测当前场地条件，如化学品储藏、污染物泄漏、历史上污染泄漏信息；

② 检查周边潜在的环境危险特征及对环境带来的危害；

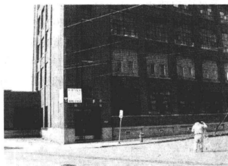
③ 检索所有地方或国家数据库中可查到的污染记录；

④ 访问一些了解场地历史及场地当前使用状况的人士；

⑤ 检查任何有污染迹象的历史照片与相关地形图；

⑥ 检索环境系统管理记录或土地利用限制的相关文件。

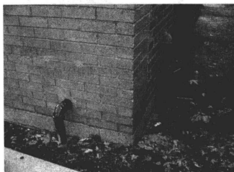
如果 EAS1 评估不能确定可能潜在污染源，污染运移特征及对人类健康或土地价值影响，则需要封闭现场并作进一步调查。图 8-3 为 EAS1 评估阶段污染现场调查工作实况。



(a) 美国芝加哥旧电镀厂环境调查场地



(b) 井帽盖（指示地下埋有储积罐）（曾使用过重金属）



(c) 左边通风管指示地下埋有储积罐



(d) 地下储积罐中泄漏的石油物

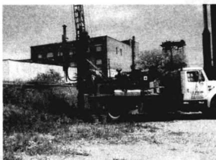
图 8-3　EAS1 评估的污染现场

8.1.1.2　第二阶段的环境现场评估（ESA2 评估）

实施 ESA2 评估的主要目的对 EAS1 评估中所存在的所有疑点作进一步评估，以揭示其污染过程、寻找更充分的信息、查清污染范围与特征，用来帮助制定全面修复方案或制定地产商业决策。

对于 ESA1 评估阶段确定的任何可能污染，如石油类碳氢化合物、重金属、杀虫剂、溶剂和石棉等，ESA2 评估阶段将针对这些污染物进行土壤、地下水与建筑物材料采样，并根据美国 ASTM 协会制定了（ASTM E 1903）标准（已经被多数管理机构广泛采用）指导 ESA2 现场评估，定量确定污染等级。

ESA2 评估结束后，至少可以得出以下其一的结论：① 有充分证据证明所评估地段不存在石油类污染或危险物质；② 确信所评估的土地资产存在石油类污染或有害危险物质，并需要进行治理或清除。如果 ESA 评估没有充分的信息得到上述二者之一的结论，则该地区有必要再次进行评估，以保证满足用户要求。如果怀疑未经确认的危险物质或者石油泄露依然存在，但又认为进一步评估并不能提供有说服力的附加信息，则进一步评估并没有实质意义。在这种情况下，如果作出不进一步评估的决策，则要解释为何污染释放依然可能存在，为何进一步评估不会有实质性的结果。环境专家可以根据研究范围，污染的程度与特征提出适当的建议，以帮助土地拥有者对自己的财产作出商业决策。图 8－4 为 ESA2 评估阶段的现场采样。



(a) 土壤地下取样的钻机系统



(b) 土壤芯样（可见游离石油产品）



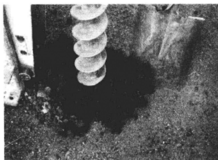
(c) 安装地下水取样的监测井

图 8－4　ESA2 评估阶段现场采样

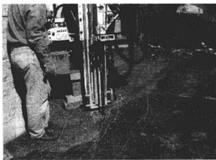
8.1.2　土钻应用与观测井安装

8.1.2.1　土壤钻探与采样

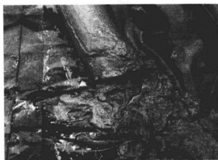
土壤钻探是确定地下环境污染范围与特征的重要手段之一，一般利用空心杆钻机或者直推地质探针进行。土芯将被推进取样管，用来观测与采样。重点观察土样物理特征与水理性质，确定土芯采样位置，进而用于实验室分析与决定下一步的钻探深度，并且根据地质和水文地质条件以及测量仪器（如用来直读有机含量的 PID 仪）决定下一个钻孔位置。图 8－5 为土钻样式与土钻现场。



(a) 螺丝钻钻进



(b) 直推式土壤探针

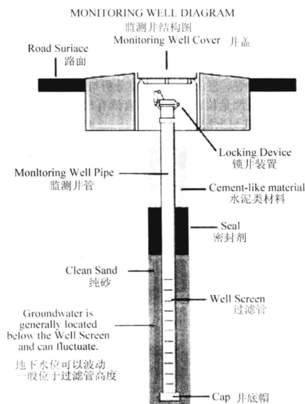


(c) 从探针里萃取的土壤芯

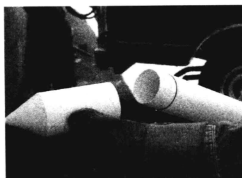
图 8－5　土钻钻进现场

8.1.2.2　观测井的安装

为了收集目标层的地下水样品，应该设置地下水观测井，其过滤孔网正对采样地层的断面。图 8－6 为观测井的典型结构与观测井在污染现场安装过程的系列图示。实际操作可按图进行。对于污染范围较大地段，需要安装多个观测井。



(a) 监测井结构示意图



(b) PVE 管的底部盖



(c) 装入 PVE 过滤筛管

图 8-6 监测井的井管安装过程



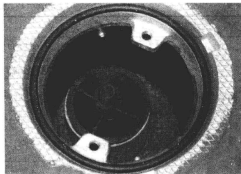
(d) 填充纯净砂作为过滤体



(e) 用膨润土密封



(f) 安装井孔帽



(g) 监测井井帽

续图 8-6　监测井的井管安装过程

8.2　污染信息的采集与系统分析

8.2.1　土壤污染信息的采集

8.2.1.1　土壤信息内容

土壤是否污染，主要通过收集土壤物理、化学及水文地质条件等信息内容，进而确定调查现场的土壤和地下水污染特征、程度及扩散范围。通常包括：

① 土壤物理性质及分类；

② 土壤和地下水中的污染物三维空间展布；

③ 土壤污染程度和范围；

④ 地层渗透系数；

⑤ 土壤中的有机物含量。

以上因素将决定污染物在土壤中随地下水运动、迁移的方向、方式、路径与位置。在安全确定某个场址释放污染物的危险等级之前，必须清楚掌握以上信息。

8.2.1.2　土壤统一分类

土壤可能是地下水污染物的吸附受体，也可能是地下水的污染源，因而土壤在地下水污染研究或修复工程中占有重要地位。土体的物理性质也是决定土体污染特征的重要因素，为研究方便，首先需对土体进行工程分类。土壤类型取决于未固结物的土壤组构和颗粒大小，目前主要采用“土壤统一分类法”。一般用两个字母符号来表达一种特定的土壤类型。

① 颗粒大小或成分用以下字母表示：

G：砾石，S：沙石，M：粉沙，C：黏土，O：有机物。

② 组构状态用以下字母表示：

P：级配差，W：级配良好，H：高可塑性，L：低可塑性。

根据土壤统一分类法可将土壤分为表 8－1 所列的类型：

表 8－1　土壤统一分类表

<table>
<tr><th colspan="3">主要种类</th><th>符号</th><th>土壤名称</th></tr>
<tr><td rowspan="8">粗粒土壤（大于50％颗粒砾径＞0.075 mm，或＃200筛目）</td><td rowspan="4">砾石粗粒＞50％（4.75 mm，或＃4 筛目）</td><td rowspan="2">干净砾石＜5％
砾径小于 0.075 mm（＃200筛目）</td><td>GW</td><td>良好级配砾土，细到粗砾</td></tr>
<tr><td>GP</td><td>级配差的砾土</td></tr>
<tr><td rowspan="2">砾石≥12％ 细粒</td><td>GM</td><td>含淤泥的砾土</td></tr>
<tr><td>GC</td><td>含黏土的砾土</td></tr>
<tr><td rowspan="4">砂粗颗≥50％可通过 ＃4 筛目</td><td rowspan="2">干净砂</td><td>SW</td><td>级配良好的砂土，细到粗砂</td></tr>
<tr><td>SP</td><td>级配差的砂土</td></tr>
<tr><td rowspan="2">砂粒≥12％ 细砂粒</td><td>SM</td><td>淤泥质的砂土</td></tr>
<tr><td>SC</td><td>黏土质的砂土</td></tr>
<tr><td rowspan="6">细粒土壤（大于50 ％＜ 0.075 mm，或＃200筛目）</td><td rowspan="3">淤泥和黏土液限＜ 50</td><td rowspan="2">无机</td><td>ML</td><td>淤泥</td></tr>
<tr><td>CL</td><td>黏土</td></tr>
<tr><td>有机</td><td>OL</td><td>有机质淤泥，有机质黏土</td></tr>
<tr><td rowspan="3">淤泥和黏土液限≥50</td><td rowspan="2">无机</td><td>MH</td><td>高塑性淤泥</td></tr>
<tr><td>CH</td><td>高塑性黏土（肥黏土）</td></tr>
<tr><td>有机</td><td>OH</td><td>有机质黏土</td></tr>
<tr><td colspan="3">高有机质土壤</td><td>Pt</td><td>泥碳土</td></tr>
</table>

除了土壤统一分类方法，还有其他一些分类系统、如 AASHTO 方法为美国州际高速及交通事务协会的土壤分类法。尽管如此，由美国试验和材料协会（简称 ASTM 协会，1985 D 2487－83，Classification of Soil for Engineering Purposes：Annual Book of ASTM Standards，Vol. 04.08. pp 395－408）倡导的土壤统一分类法仍为工程中使用最多的分类方法。

8.2.1.3　土壤信息的编录

研究区土壤类型与土壤污染形式密切相关，确定土壤类型通常利用网格状布孔采样

确定。对于每口土壤钻孔，都须采取土壤岩芯样，进行鉴定，并按土壤工程分类系统将土壤分类。这些详细信息将现场记录在土壤钻孔调查表上。图 8－7 是一个被环保局认可的某调查点的典型的土壤钻孔记录表，上面记录着土壤钻孔的所有信息，它包括：

编号：	钻孔编号：	共　页　　第　页
点号： 地点：	钻孔地点	日期：　开始：______ 结束：______

样品编号	样品设备	样品修复	岩性符号	深度	岩性描述及土壤特征	湿度	手持标贯仪	OVA/PID/FID/OVM	标计

备注：岩性分层，原位试验，		
地下水数据 ▼ 初见水位 ______ ▽ 静止水位 ______	钻头深度 ____ 钻机 ______ 施进深度 ____ 负责人：______ 打钻人 ______ 备注：除非注明钻孔无需回填	

IL 532－2275　LPC 501 Dec－96

如上信息由415ILCS5/4授权制作发表，公布上表是必要的，如无这些信息，每天将受到高达$25,000.00的民事罚款，甚至高达$50,000.00的罚款，且达5年监禁。此表由表格中心监制。

图 8－7　现场统一的专用土壤钻孔纪录表

场址信息：纪录编号、场地名称、地址、钻孔编号和位置、日期等。

地质信息：通常每 0.6 m～0.8 m 就需要采一个土壤样品，将土壤种类分类，使用 PID 仪头部体积法测定可挥发性有机物（VOCs）的含量，尽管所测浓度不很精确，但说明污染物真实存在。

钻探信息：钻探公司、钻机、深度等。

以上信息，必须在现场收集并仔细填完，在野外工作结束后这些野外记录的信息不可更改。当发生法律诉讼时，这些信息就是原始的法定文件。信息收集后，进行土壤的分类时必须使用“统一标准分类系统”。

8.2.2　污染信息获取

8.2.2.1　土壤污染参数信息

天然条件下海洋、湖泊、河流、湿地沉积物，以及自然环境中沉积的沉积地层都含

有丰富的有机物，它们将极大地影响土壤污染饱和程度，碳氢化合污染物的迁移，以及碳氢污染物的氧化修复过程等。因此，有必要获取反映土壤特征的以下参数，它们是：总有机物含量，土壤污染饱和极限浓度及游离污染物（Free Product）。

土壤的总有机物含量（TOC）：是指自然环境中不受任何污染的土壤中，所含原始总有机物重量，它是原始土壤的环境背景值。因而其采样必须远离污染羽状带（简称污染羽）。该参数的获取对已被石油产品及其溶剂污染的地区，进行与碳氢化合污染物有关的潜在风险评价至关重要。

土壤污染饱和极限浓度（C_{sat}）：指土壤颗粒孔隙空间，气体和孔隙水中吸附的污染化学物达到饱和时的极限浓度。当污染物浓度超过 C_{sat} 时，则存在"游离污染物"。

ASTM 协会根据 TOC 或 f_{oc} 和其他土壤参数制定了标准，依下式确定土壤污染极限饱和度：

$$C_{sat} = \frac{S}{\rho_b} \cdot [(K_d \cdot \rho_b) + \theta_w + (H' \cdot \theta_a)] \tag{8-1}$$

式中：K_d——土－水分配系数，$K_d = f_{oc} \cdot K_{oc}$；

f_{oc}——表层土壤中的有机碳含量（分析结果）；

K_{oc}——有机碳分配系数；

S——水中化学溶解度；

ρ_b——土壤干容重，默认值：黏土 1.7、沙 1.8、淤泥 1.6；

θ_w——含水土壤孔隙度，默认值：黏土 0.17、砂 0.18、淤泥 0.16；

θ_a——含气土壤孔隙度，默认值：黏土 0.19、沙 0.14、淤泥 0.24 ；

H——亨利化学常数；

C_{sat}——土壤中的化学极限饱和度（单位：mg/kg）。

表 8－2 列出了标准条件下各种有机污染物的 C_{sat}。大多数环境法不允许土壤中的污染物超过 C_{sat}，环境修复实施必须降低其浓度至少应低于 C_{sat} 值。

表 8－2　对熔点低于 30℃的有机化合物的土壤饱和度（C_{sat}）

化合物	土壤饱和度(mg/kg)	化合物	土壤饱和度(mg/kg)
苯	870	二氯甲烷(二氯甲烷)	2400
二硫化碳	720	硝基苯	1000
四氯化碳	1100	四氯乙烯(四氯乙烯)	240
氯仿	2900	甲苯	650
1,2 二氯苯(邻二氯苯)	560	1,2,4－三氯苯	3200
1,1－二氯乙烷	1700	1,1,1－三氯乙烷	1200
二氯乙烷(二氯化乙烯)	1800	1,1,2－Trichloroethane	1800
1,1－二氯乙烯	1500	三氯乙烯	1300
独联体－ 1,2－二氯乙烯	1200	氯乙烯	1200
trans－1,2－Dichloroethylene	3100	间二甲苯	420
反式－1,2－二氯乙烯	1100	邻二甲苯	410
乙苯	400	对二甲苯	460
甲基叔丁基醚	8800	二甲苯(总数)	320

8.2.2.2　污染三维空间分布信息

为了确定污染释放的危险程度，首先要查清土壤和地下水中污染羽的大小，它涉及到土壤钻孔布设范围的确定及地下水监测孔的安装。一般来说，需要采取以下几个步骤确定污染羽的三维分布。

（1）地面污染调查

地面调查的目的，首先是发现土壤和地下水中存在的各种可能污染。其关键是现场判别潜在的污染源。为掌握地下污染的空间分布，可将现在和以前潜在污染源位置作为起始钻孔点。但若缺乏当地前期污染信息，则钻孔布置应按网格分布，以便确定污染范围（图8－8）。

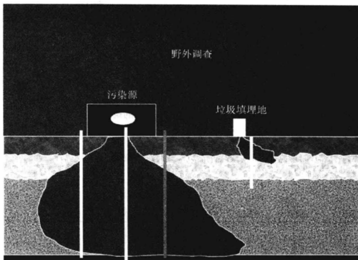


图8－8　根据污染源区查找污染范围

（2）确定污染的水平和垂直范围

确定土壤和地下水存在污染之后、则须根据法律法规对污染的潜在范围进行判断，其关健是善于对污染“追踪”，直至确定清晰的污染边界，以便对污染释放的潜在风险作出充分评价。依据专业规范，一般还需按6 m～9 m间隔，以30°～45°角度布局，渐进式布置钻孔，圈定污染的空间分布范围。图8－9与图8－10为某现场钻孔布置图，其钻孔编号和位置，一般依照野外“追踪”污染过程的先后顺序来确定。

8.2.3　地下水特征信息

8.2.3.1　地下水类型划分

根据国家和地方标准，需要对研究场地的地下水进行分类。最简单的分类是依据其用途，如饮用类供水水源，非饮用类浇灌草坪用水水源等，如美国伊利诺伊州规定Ⅰ类地下水必须符合以下准则：

饮用供水井的最小循环深度范围大约为75 m～150 m；组成含水层的松散砂土

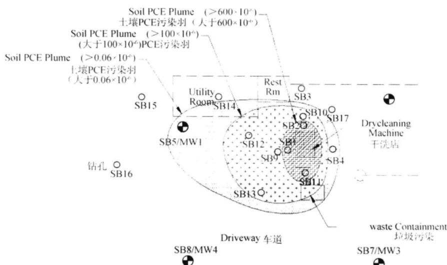


图 8－9　污染平面分布范围的确定

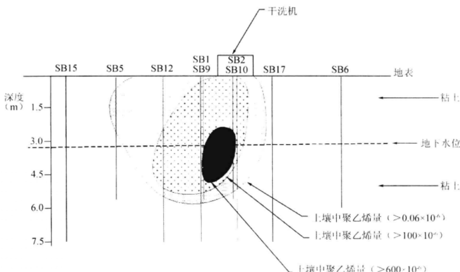


图 8－10　污染物垂直分布范围的确定

和/或砾石超过 1.5 m 厚，细砂含量少于 12%；超过 3.0 m 厚砂岩，渗透系数大于 10^{-4} cm/s；0.3 m 直径的钻孔，地下水产量每天可达 0.6 m^3，否则，将被列为第二类地下水。除上述准则外，不同类的地下水还在化学元素含量上有相应规定，满足某种用途的国家或地方水质标准，例如，I 类地下水苯的含量低于 5×10^{-9} mg/L、而 II 类地下

水其苯的含量可允许达 25×10^{-9} mg/L。以上分类原则不同于环境工程或地下水工程，属一种考虑地下水埋藏条件、运动条件、水量水质等多种因素的综合性分类。地下水类别的划分不同，则现场调查内容，修复方案设计与技术要求不同，直接影响工作面所涉范围，投入的工作量以及修复所需的时间经费等。

8.2.3.2　渗透系数的求取

渗透系数是反映含水介质水文地质特征，预测污染迁移的重要参数。获得该参数的最常用和经济方法就是注水试验或抽水试验。注水实验往往用于土壤和地下水污染范围小、污染程度有限的条件下，而抽水试验则用于场地较大，或者污染可能影响供水含水层的情况，重点讨论前者。

注水实验法：该实验是向一个井里快速加入或抽取一定量的水，然后进行一系列的水位测试以确定地下水位的恢复速率（水头上升或下降）。图 8－11 是一个典型的注水试验示意图。

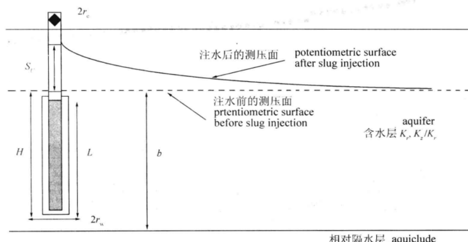


图 8－11　注水实验示意图（引自 Aquifer Test Forum）

当向测试井中加入或抽取一定水柱高度的水后，井中水位将受含水层地下水流速制约而进行恢复，其测试结果可求取地层的渗透系数。目前有多种方法如数据记录器或压力传感器记录水位恢复数据。其中常用的方法是由 Bouwer & Rice（1976）提出，该方法在注水实验中作如下几点假设：含水层无限延展、均质且各向同性、初始地下水位水平、滤水管完整穿透或非完整穿透、向井中注入或抽取的水柱体在瞬间完成、承压或非承压、稳定流。基于这些假设，可用下列公式计算渗透系数：

$$K=\frac{r_c^2\cdot\ln\dfrac{R_e}{r_w}}{2L_{SCr}}\cdot\frac{1}{t}\cdot\ln\left(\frac{H_0}{H_t}\right)\qquad(8-2)$$

式中：K——含水层渗透系数；

r_c——井套半径；

t——注水或取水开始时间；

H_t——t 时刻水头；

H_0——从静止水位开始变化的初始水位；

R_e——试验的影响半径；

r_w——有效半径（从砾石填料的井壁计算）；

L_{SCr}——过滤器或裸孔长度。

根据监测井实测：含水层厚度 H 为 3 m，井的半径 R_W 为 0.05 m，套管半径 R_e 为 0.025 m，初始水深 L_W（初始水位至井底深度）为 3 m，井的过滤管长度 L_e 为3.00 m，最初降深为 0.5890 m，注水前静止水位为 1.56 m，抽水总水量为 0.013 m³。应用以上数据、监测井自动记录的水文地质动态数据及方程 8－2 可自动生成图 8－12。

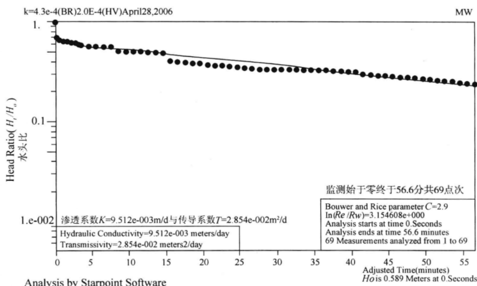


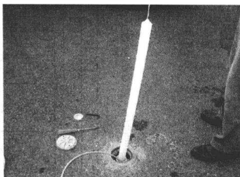
图 8－12　根据 Bouwer & Rice 法用计算机绘制的关系图

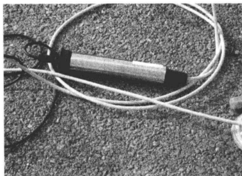
并求出渗透系数 为 9.512×10^{-3}（m/d）。图 8－13 显示了美国芝加哥溶剂污染现场的注水实验的全过程，该实验由美国水动力（HD）有限公司完成。

8.2.3.3　地下水流向与梯度

地下水流的梯度和方向是确定地下水污染物迁移的重要指标。确定该指标只需设置一些观测井，通常上游至少一个而下游两个，以测定井中水位相对高程。图 8－14 是利用 21 口观测井测定的水位值由计算机自动生成的，是研究区较完整的地下水位等高线图，是确定地下水流向与梯度的重要图件。


(a) 向井中放入一个压力传导计


(b) 抽出一定高度的水柱体


(c) 压力变化对时间关系的数据自动测定仪

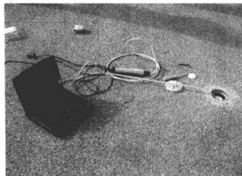

(d) 获取原始数据的小型计算机

图 8－13

由图 8－14 计算水力梯度：沿 MW15 至 MW4 井的地下水位差是 28.90－28.61＝0.29 m。平行于地下水流方向的两口井之间的距离是 24.64 m，则

$$水力梯度=\frac{0.296}{24.64}=0.012。$$

8.3　环境影响风险评价

8.3.1　风险评估概念

在早期的环境规范和执法中，认为来自于工业废弃物及地下储油汽罐的石油排放物对地下水和土壤的污染应该从地下全部彻底清除，为此美国已耗资数十亿美元，但不久人们发现在大多数的情况下，这种做法昂贵且不可行；尽管按规范实施整个污染清除工程，但它不可能恢复到原来没有任何污染的状态。在 20 世纪 90 年代中期，美国储油罐监管方面的专家，在 ASTM 协会的原则下针对石油污染问题提出了风险性评估新标准草案，称为“基于风险的评估”“修正法案”，简称“RBCA”标准，其正式定义如下：

该方法较为实用、把修正法案的传统评价要素与风险评价的实际结合在一起以保证

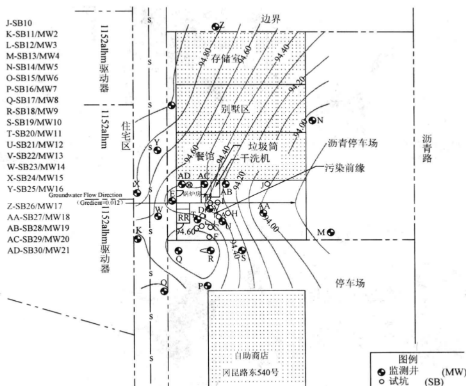


图 8－14　地下水位等高线图和水流梯度

适用且经济，并使有限的资源得到合理配置。RBCA 评价目标是：

① 保护人类的健康和环境；

② 实用且有经济效益的“基于风险”决策；

③ 协调且技术可行的行政管理过程。

RBCA 标准引进了许多新的概念，其中的两个概念很重要：① 污染接触路径（Contaminant Exposure Pathways）与污染受体（Receptors）；② 污染风险（危害）水平（Contaminant Risk Levels）（分一级、二级及三级水平）。以下各节将讨论它们的概念与含义。

8.3.2　污染受体与污染接触路径

该污染系统由三部分组成：污染源，潜在的污染物受体，以及从污染源到受体的“接触路径”（图 8－15）。如果缺乏其中任何一个组成部分，风险或危害应该就不会存在。以上三者的含义是：

① 污染物：这些可释放的管制物对环境和人类健康有不利影响。

② 受体：如人、地下水，湖泊、河流，或任何环境敏感对象。

③ 接触路径：所释放的污染物如何迁移到达受体。

在现场调查的风险评价中，以上三要素的前二者“污染物和受体”很容易理解和识别，而“接触路径”理解较困难，通常它又可细分为下列四类：

土壤吸入（Inhalation）：在土壤中的污染物可以成为蒸气在空气中达到受体。

土壤摄取（Ingestion）：土壤中的污染物可能会意外地被人摄取。

地下水摄取：污染的地下水、可能被作为供水源。

土壤污染成分被地下水溶解摄取：在土壤中的污染物可能会被淋滤进入地下水，并为供水源。

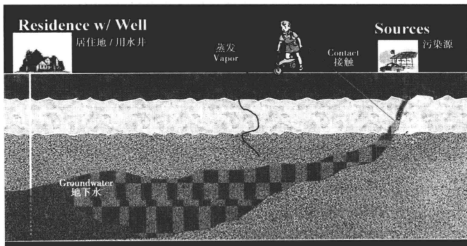


图 8－15　受体接受污染物的路径

8.3.3　风险（危害）等级划分与评估

8.3.3.1　Ⅰ级标准

Ⅰ级标准是 RBCA 法案中的最严格的标准，如果污染物的浓度低于其Ⅰ级水平，该点可以被视为一个“清洁”的点。表 8－3 列出了土壤挥发性有机物污染物的Ⅰ级标准的工业和商业特征。

表 8－3 是针对不同受体与不同接触路径的土壤某一污染要素的Ⅰ级标准含量数值表，完全体现了“基于风险修正法案”（RBCA 法案）理念。举例来说，苯污染物、为最危险的石油类污染，其土壤Ⅰ级标准是摄取量：商业居住者为 100 mg/kg，建筑工人为 2300 mg/kg；吸入量：商业居住者为 1.6 mg/kg，建筑工人 2.2 mg/kg；通过对土壤淋滤途径摄入Ⅰ类地下水的含量为 0.03 mg/kg，摄入Ⅱ类地下水的含量为 0.17 mg/kg。如果一个点的苯浓度低于所有这些数量，这个点可视为“没有苯污染”，但是如果苯水平超过了其中任何一个值，该点是“被污染的”，需要进一步评估具有接触途径的受体、其可能的污染风险（或受害程度）。

表 8-3 Ⅰ级标准特征值

目标化学物	一级标准		
	摄取 (C/W)	吸入 (C/W)	类型Ⅰ/Ⅱ
氯甲	8200/820	170/1.1	0.14/0.68
氯乙烯	7.9/170	1.1	0.01/0.07
溴化甲烷	N/A	N/A	N/A
氯乙	820K/82K	1500/94	15/70
丙酮	200000	100000	16
1，1-二氯乙烯	18000/1800	1500/300	0.06/0.3
二氯甲烷	760/12000	24/34	0.02/0.2
二硫化碳	200000/20000	720/9.0	32/160
1，2-二氯乙烯	41000	3100	0.7/3.4
1，1-二氯乙烷	200000	1700/130	23/110
醋酸乙烯树脂	1000K/200K	1600/10	170
2-丁酮	N/A	N/A	N/A
独联-1，2-二氯乙烷	20000	1200	0.4/1.1
三氯仿	940/2000	0.54/7.6	0.6/2.9
1，2-二氯乙烷	63/1400	0.7/0.99	0.02/0.1
1，1，1-三氯乙烯	N/A	N/A	N/A
四氯化碳	44/410	0.64/0.90	0.07/0.33
苯	100/2300	1.6/2.2	0.03/0.17
1，2-二氯丙烷	84/1800	23/0.5	0.03/0.15
三氯乙烯	520/1200	8.9/12	0.06/0.3
二溴甲醛	92/2000	3000	0.6
1，3-二氯丙烯	57/1200	2.1/0.39	0.004/0.02
4-甲基-1-1二基戊酮	N/A	N/A	N/A
1，3-二氯丙烯	57/1200	2.1/0.39	0.004/0.02
1，1，2-三氯乙烯	8200	1800	0.02/0.3
甲苯	410000	650/42	12/29
二溴甲酯	41000	1300	0.4
2-Hexanone	82K/8200	110/0.72	1.3
四氯乙烯	110/2400	20/28	0.06/0.3
氯苯	41000/4100	210/1.3	1/6.5
乙烷基苯	200000/20000	400/58	13/19

续表8－3

目标化学物	一级标准		
	摄取（C/W）	吸入（C/W）	类型Ⅰ/Ⅱ
三溴甲烷	720/16000	100/140	0.8
苯乙烯	410000/41000	1500/430	4/18
二甲苯	1000K/410K	320	150
	120K/12K	2000	1.3

注：以上所有值单位为 mg/kg 或 10^{-6}mg/L，标准 1 是针对商业/工业性质，C/W 商业居住者/建筑工人，如果他们相同，则只一个值 1/2 类表示地下水 1/2 类以摄入接受路径获得的土壤成分，粗体表示 超过Ⅰ级，N/A 没有应用数值。

8.3.3.2　Ⅱ级水平及风险性评价

RBCA 法案引进了与风险水平等价的Ⅱ级目标或Ⅱ级标准概念，该风险水平属场地风险评价的特有指标（Site Specific），需通过一定程序确定，它将在以下章节中讨论。如果一个场地的污染浓度低于Ⅱ级水平，可以认为，虽然该场地已被“污染”，但对人类健康或地方环境并不构成重大风险，因此，该场地不需要启动修复措施，除了限制该场地的用途外、污染物将允许被留在原地。如果一个场地符合Ⅱ级标准的要求，根据相关规范和执法要求，当事人不存在相关法律与经济责任。

8.3.3.3　Ⅲ级水平及风险评价

Ⅱ级风险水平的确定往往是通过Ⅱ级标准下的污染现场调查和 RBCA 法案的Ⅱ级标准中的一套规则和方程实现。然而，这些规则和方程只是简化的处理手段，不能代表一个复杂场地评价。如有必要，Ⅲ级风险评价可以使用调整后的认可方法进行，以取代简化的 RBCA 规则和程序。Ⅲ级评价规则与方程也是特有指标，Ⅲ级目标只仅用于该场地。

8.3.4　风险级别量化计算

正如对Ⅰ级标准所讨论的，如果污染物超过Ⅰ级标准的任何值，该点被视为“污染”。然而问题是，这个浓度将对人类健康构成严重的风险有多高，如果存在某种风险级别，如何判断他们。美国 ASTM 的 RBCA 提供了一系列带参数的方程，这些参数可从现场收集以确定风险等级或Ⅱ级目标（标准）。

8.3.4.1　土壤Ⅱ级水平评价及量化计算

如果某场地的土壤中的污染物超过了Ⅰ级标准，其污染接触路径必须用Ⅱ级标准来评估，它包括“土壤吸入”、“土壤摄取”与“地下水摄取的土壤污染成分”三大接触路径。

ASTM 协会的 RBCA 法案对Ⅱ级评价开发了两套评价方程，土壤筛选级别（Soil Screening Level，SSL）的方程和 RBCA 方程。这两套方程可分别应用评价某一接触路径，然而对于某一接触路径，它不允许这两套方程混合使用。下面将介绍几个适用的重

要方程：

土壤吸入：美国ASTM协会的RBCA标准根据不同的化学污染要素和受体的土壤吸入接触路径（另一套RBCA方程也是在RBCA标准下制定的）制定的13个SSL方程（RBCA标准下的S4至S16方程）。

例如：SSL（S6）方程为住宅区，工业区/商业楼致癌污染物Ⅱ级水平 ξ_{soil}^{ih} 的修复方程（mg/kg）：

$$\xi_{soil}^{ih} = \frac{TR \cdot AT_c \cdot 365}{URF \cdot 1000 \cdot EF \cdot ED \cdot VF} \tag{8-3}$$

式中：TR——目标致癌风险率（无量纲）（缺省值＝10－6）；

AT_C——致癌的平均时间（年）（缺省值＝70）；

URF——吸入单位风险因子（y/m^3）$^{-1}$，（缺省值＝11.32）；

EF——接触频率（天/年），住宅＝350，$\frac{工业}{商业}$＝250，建筑工人＝30；

ED——曝光时间（年），住宅＝30，$\frac{工业}{商业}$＝25，建筑工人＝1；

VF——挥发因子（m^3/kg），场地的专属值。

通过收集这些场地的专属数据，土壤中某些化学成分含量，其二级标准值可以利用土壤吸入接触路径方程计算出来，其计算值 ξ_{soil}^{ih} 可能比前节所讲的一级标准值高得多。

土壤摄取：美国ASTM协会的RBCA标准还根据不同的化学污染要素和受体的土壤摄入接触路径（另一套RBCA方程也是在RBCA标准下制定的）开发出3个SSL方程（RBCA标准下的S1～S3方程）。

例如：土壤摄入接触路径中的非致癌污染物（mg/kg）的二级修复标准值 ξ_{soil}^{ig}：

$$\xi_{soil}^{ig} = \frac{THQ \cdot BW \cdot AT \cdot 365}{RfD_0^{-1} \cdot 10^{-6} \cdot EF \cdot ED \cdot IR_{soil}} \tag{8-4}$$

式中：THQ——目标风险率（无量纲），（缺省值＝1）；

BW——人体重量（kg），住宅＝15（非致癌物），70（致癌物），其他＝70；

AT——平均时间（年）（住宅＝6，工业/商业＝25，建筑工人＝0.115）；

$RfDo$——口头参考剂量（mg/kg），（住宅＝90.80，其他＝85.81）；

EF——接触频率（天/年），住宅＝350，工业/商业＝250，建筑工人＝30；

ED——曝光时间（年），住宅＝30，工业/商业＝25，建筑工人＝1；

IR_{soil}——土壤摄取速率（mg/d），住宅＝200，工业/商业＝50，建筑工人＝480。

通过收集这些场地的专属数据，某些化学污染要素的二级标准值 ξ_{soil}^{ig} 可以利用土壤吸入途径的方程计算出来，这可能得到比前节所讲的Ⅰ级标准的值更高。

地下水摄取的土壤污染成分：为了保护最宝贵的天然水资源的供水，这个途径的Ⅰ级标准是比其他途径都更为严格，例如，苯的Ⅰ类水等级（饮用水标准）是0.03 mg/kg，这远远低于土壤吸入和摄取途径的标准。在实地调查和风险评估期间，需要花费大部分的时间和费用以确定该途径的风险等级。RBCA法案的SSL方程和RBCA方程都能提供Ⅱ级标准的数学模型。Ⅱ级目标（标准）值是由RBCA方程R12决定的：

Ⅱ级目标的风险等级：

$$\Omega_{RL}^{2} = \frac{GW_{source}}{LF_{sw}} \tag{8-5}$$

式中：GW_{source}——源头的地下水级别（mg/L）；

$$GW_{source} = GW_{comp} \cdot \left[\frac{C_X}{C_{source}}\right]^{-1} \tag{8-6}$$

式中：GW_{comp}——相应点的地下水目标（或Ⅰ级标准）（mg/L）；

$\frac{C_X}{C_{source}}$——污染扩散羽中心线上的稳态衰减：

$$\frac{C_X}{C_{source}} = \exp\left[\left(\frac{X}{2\alpha}\right)\cdot\left(1-\sqrt{1+\frac{4\lambda\cdot\alpha}{U}}\right)\right]\cdot \mathrm{erf}\left[\frac{S_w}{4\sqrt{\alpha\cdot X}}\right]\cdot \mathrm{erf}\left[\frac{S_d}{2\sqrt{\alpha\cdot X}}\right] \tag{8-7}$$

（8−7）式中的符号及其意义列于表 8−4 中。

表 8−4　（8−7）式中的符号及其意义

参数名称	符号	来源/方程式	单位
迁移距离	X		cm
纵向弥散度	α_x	R16：$\alpha_x=0.10X$	cm
横向弥散度	α_y	R17：$\alpha_y=\alpha_x/3$	cm
垂向弥散度	α_z	R18：$\alpha_z=\alpha_x/20$	cm
一阶降解常数	λ	化学性质	d^{-1}
渗透系数	K	注水实验	cm/d
水力坡度	i	地下水等高线图	cm/cm
总孔隙度	θ_T	场地专属值或者是默认值	cm^3/cm^3
单位流量	U	R19：$U=\frac{K\cdot i}{\theta_T}$	cm/d
源项水平宽度	S_w	污染羽图	cm
源项竖向宽度	S_d	污染羽垂直深度	cm

淋滤因子是决定土壤和地下水中分别存在污染物的含量比例因子，换句话说，就是土壤中污染物能被淋滤到地下水中的含量。例如，如果过滤因子是 0.3，土壤污染的浓度是 10 mg/kg，那么，0.3×10 mg/kg=3 mg/kg 的污染物可能被淋滤到地下水中。

淋滤因子 LF_{sw} 用下式计算：

$$LF_{sw} = \frac{\rho_s}{[\theta_{ws}+(k_s\cdot\rho_s)+(H'\cdot\theta_{as})]\cdot\left[1+\frac{U_{gw}\cdot\delta_{gw}}{I\cdot W}\right]} \tag{8-8}$$

式中：单位换算标准为$\frac{cm^3\cdot kg}{L\cdot g}$。

式（8−8）中的符号及其意义列于表 8−5。

表 8-5　(8-8) 式的符号及其意义

参数名称	符号	来源/方程式	单位
土壤的容重	ρ_s	场地实测值或经验值	g/cm^3
渗流区土壤单位体积含水量	θ_{ws}	场地实测值或经验值	cm^3_{water}/cm^3_{soil}
土壤中有机碳含量	f_{oc}	实验室测定	g/g
有机碳的分配系数	K_{oc}	化学性质	cm^3/g 或 L/kg
土壤水的吸附系数	k_s	R20：$k_s=k_{oc}\cdot f_{oc}$	cm^3_{water}/g_{soil}
亨利定律常数	H'	化学性质	cm^3_{water}/cm^3_{air}
渗流区土壤单位体积的空气含量	θ_{as}	场地实测值或经验值	cm^3_{air}/cm^3_{soil}
渗透系数	K	注水实验	cm/d
水力坡度	i	场地实测值或经验值	cm/cm
地下水达西速度	U_{gw}	R24：$U_{gw}=K\cdot i$	cm/年
地下水混合带厚度	δ_{gw}	场地实测值或经验值	cm
渗透速率	I	场地实测值或经验值	cm/年
平行风向或地下水流向的源区宽度	W	污染羽分布图	cm

一般来说，上述Ⅱ级模型对于一种特定的污染物来说可以被概化出下述的概念模型：

① 土壤的污染浓度为 C_{soil}；

② 过滤因子可预测污染浓度为 C_{soil} 的土壤中污染物有多少被淋滤到地下水中，而形成地下水的初始污染浓度 C_{source}；

③ 这些污染将随地下水流而迁移，其迁移距离为 x 处的稳定态衰减方程为$\frac{C_{(x)}}{C_{source}}$；因此，沿着地下水流的方向，距离为 x 处污染物的浓度 $C_{(x)}$ 可以计算出来。浓度计算的结果可以用来预测从污染点源向外扩散的潜在污染范围。

由 ASTM 协会 RBCA 法案推演的吸附-降解数学方程是基于匀质各向同性、一维稳定流的假设。然而，在大多数的环境现场，污染物不可能自由运移，这是因为地下水下游存在对污染物运移产生影响的地体环境，如供水井或财产边界（由于所有权的不同，相邻的业主拥有的土地不能被污染，否则，它可能会导致财产损失的法律纠纷）。鉴于此，有必要计算源头土壤污染浓度允许最高值，而使下游某地污染浓度完全符合Ⅰ级标准，即"清洁"水平，该位置称为"止污点"。

基于以上解释和方程，在某个位置，地下水可溶解土壤成分达到一定污染程度的"Ⅱ级风险"水平可以理解为以下概念模型：

由于地下水下游存在对污染物运移产生影响的地体环境，污染物迁移至位置 x（即止污点）必须满足Ⅰ级标准（即"清洁程度"）。

稳定态自然衰减方程能预测在源点和止污点之间任一位置将有多少污染物被吸收和降解。由于止污点的Ⅰ级标准已经得知，源头地下水的最大允许浓度 GW_{source}值，从止

污点到源头可类似估算，即为止污点和源点之间的某点的Ⅰ级标准浓度值+衰减容量。

淋滤因子将决定源头土壤中，其允许的土壤浓度 $C_{p\cdot soil}$ 由下式表达为

$$C_{p\cdot soil}=\frac{GW_{source}}{LF_{SW}} \tag{8-9}$$

[实例]：

Ⅰ级地下水，即饮用水标准规定苯的含量应少于 0.005 mg/L。某位置由于石油烃产生了苯污染，而在该位置下游 105 米处有一口供水井。

① 按规定，为供水安全，供水井半径 75 米范围内不允许污染物超过Ⅰ级标准。因此该位置苯只允许随地下水迁移 30 米。从源头算起的 30 米处，地下水的苯浓度必须满足浓度为 0.005 mg/L 的标准，这个位置称为“止污点”。

② 源点和止污点之间。由于土壤化学吸收和降解作用而产生天然衰减。若为稳定衰减，其方程可以预测出源点和止污点之间的衰减率为 0.0003。这样，源点处地下水中可允许的苯含量为

$\frac{0.005}{0.0003}=16.67$ (mg/L)。

③ 该位置的淋滤因子若为 0.3，土壤中的允许浓度则为

$\frac{16.67}{0.3}=55.56$ (mg/kg)。

④ 地下水溶入的土壤苯污染含量为 55.56 mg/kg 时，处Ⅱ级风险污染水平，这意味着如果土壤中苯污染含量低于 55.67 mg/kg，淋滤出的苯污染不可能迁移到 30 米尺以远而污染供水井，若超过 55.67 mg/kg，苯污染物将可能迁移至 30 米以远，危及供水井水质。这就是为什么Ⅱ级标准经常被称为“风险级别”。

如果某区污染低于Ⅱ级风险，则不必进行治理，清除污染，因为所保护的环境受体是安全的。然而，由于受源点和遵守点之间地下水污染含量的影响，在一定距离半径范围内，不允许把地下水用作饮用水。如果某位置的污染超过Ⅱ级风险水平，就必须治理以使污染浓度低于它们的Ⅱ级风险水平。由于Ⅱ级风险的污染级别高于Ⅰ级，若以Ⅱ二级风险为准则可减少治理的难度，节约不必要的清除费用。

8.3.4.2　地下水Ⅱ级评价模型

地下水对土壤污染物溶解的Ⅱ级评价原理也可用于地下水的Ⅱ级评价，如自然衰减原理与其方程均可直接应用到地下水Ⅱ级评价。但对地下水摄取污染的接触路径，土一水间的淋滤因子概念不能适用，实际上它比土壤淋滤要简单。地下水Ⅱ级评价的概念模型如下：

地下水Ⅱ级评价的概念模型：

一是某位置地下水被直接污染（可能不是由土壤淋滤而污染地下水）；

二是在他们接触到敏感环境受体、如供水井或土地财产边界之前，只允许地下水中污染物迁移一定距离。上节讨论的稳态衰减方程将被用于预测污染降解速率（如 $\frac{C_{(x)}}{C_{source}}$）。因此，源点处地下水最大允许污染水平值可表为Ⅰ级标准值与自然衰减率之

比，即

$$GW_{source} = GW_{comp} \cdot [\frac{C_X}{C_{source}}]^{-1} \quad (8-10)$$

计算实例

① 对Ⅰ级地下水，如饮用水，苯的Ⅰ级标准含量是 0.005 mg/L，某位置地下水已被石油烃中的苯污染，其点下游 105 米处为供水井。

② 按规定，为保护供水安全，半径 75 米范围内的供水井不允许污染物超过Ⅰ级标准。因此苯污染只能随地下水流迁移 30 米。距离源头 30 米处，地下水的苯浓度必须达到 0.005 mg/L 的标准，这个位置称为“止污点”。

③ 源点和止污点之间的天然衰减将由于土壤吸附和降解化学性质而发生。若稳态衰减方程预测出源点和止污点之间的衰减系数为 0.0003。源头处地下水可允许的苯污染含量则为

$$\frac{0.005}{0.0003}=16.67 \text{ mg/L}$$

④ 地下水直接苯污染的Ⅱ级风险水平含量为 16.67 mg/L，这意味着如果地下水中苯污染浓度低于 16.67 mg/L，苯污染将不会迁移到 30 米以远而影响到供水井水质，如果高于 16.67 mg/L，苯污染将会迁至 30 米以远的供水井安全区。

8.3.4.3 Ⅲ级风险评价（Tier III Risk Evaluation）

在Ⅱ级风险评估的讨论中，所有 SSL 和 RBCA 方程都是建立在一定假设条件下的简化模型，而这些简化假设与自然条件可能大不相同。如果需要节省项目成本，或满足法律要求，Ⅲ级风险评价可用现场专属模型以描述Ⅲ级风险水平。例如，不同于上节均质、各向同性、稳定一维流简化自然衰减方程，可以引进精确的有限元数值模型求取地下水污染衰减参数。

8.3.5 风险评价案例

根据以上风险评价理论讨论，本节将针对美国伊利诺伊州芝加哥市一个电镀老厂的环境问题作一示范现场调查及风险评估，并作出相应决策。

（1）场地基本情况

该厂址区已被金属及溶剂污染，如：一价氰化物、汞、铅、银、四氯乙烯污染等。对于金属污染物，因为它们在土壤中相对孤立，已通过对污染土壤的挖除成功地进行了清理。然而，由四聚乙烯产生的污染传播广泛，但浓度不高，若将它们全部从场地中清除花费昂贵。采取何种措施，必须进行风险评价后确定。

（2）场地污染特征

在现场调查中，土壤钻孔 SB3 在 0.6 米深度处取样发现四氯乙烯（PCE）在土壤中的含量高达 17.783 mg/kg。图 8－16 显示了污染范围：

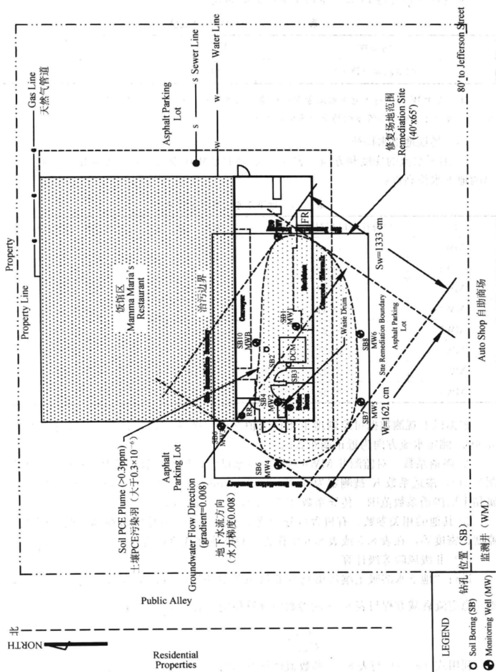


图 8－16　污染场地位置、边界、钻孔及污染范围微缩图

从现场调查可得 PCE 三维污染羽特征值如表 8－6。

表 8－6　PCE 污染空间特征值

污染物	W (cm)	S_w (cm)	S_d (cm)
四氯乙烯（PCE）	1621	1333	200

注：表中 W 为平行于地下水流方向的污染羽长度；S_w 为平行于地下水流方向的水平污染羽宽度；S_d 为平行于地下水流方向的垂向污染羽厚度。

（3）场地地下水特征

① 地下水流的梯度和方向。表 8－7 所列的是从在现场调查中安装的 8 个监测井测出的地下水位高程：

表 8－7　地下水水位高程统计表

井号	检查孔井口相对高度（m）	水深（m）	地下水位高程（m）
MW1	30.48	2.13	28.33
MW2	30.48	2.11	28.37
MW3	30.43	2.02	28.41
MW4	30.41	2.00	28.40
MW5	30.25	1.95	28.32
MW6	30.25	1.94	28.30
MW7	30.47	2.18	28.29
MW8	30.48	2.16	28.32

根据以上观测数据可绘制地下水位等值线图（图 8－17），计算出地下水流梯度为 0.008. 测定水流方向为近正南东方向。

② 渗透系数。对监测井 MW6 进行了注水试验，用所得数据及 Bouwer-Rice 法作出图 8－18，渗透系数 K 被测定为 6.35×10^{-6} m/min 或 1.06×10^{-5} cm/s 或 0.92 cm/d。属黏土层渗透系数范围。传导系数 T 为 1.91×10^{-5} m^2/min。

③ 其他的相关参数。有机含量分析测试为 0.0055，其他所有现场参数，例如，空隙度、密度等，在表 8.5 或表 8.6 中作为经验值或默认值列出。

（4）Ⅱ级风险等级计算

进行“地下水溶吸土壤污染物的Ⅱ级风险等级”计算，可利用公式（8－7）或称 R15 稳定流衰减方程与表 8－8 的参数值计算稳定流衰减率 $\frac{C_X}{C_{source}}$ 值：

$$\frac{C_X}{C_{source}} = 4.46694E-11$$

利用式（8－8）与表 8－9 参数值计算淋滤因子 LF_{sw}：$LF_{sw}=0.8848015$

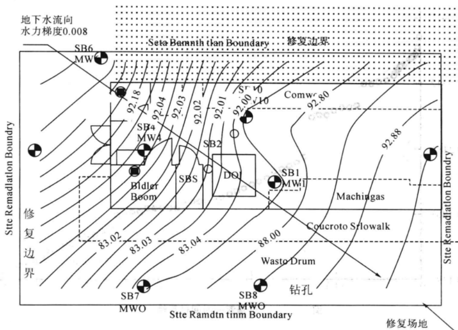


图 8－17　地下水位等值线图

表 8－8　稳定流衰减率 C_X/C_{source} 方程参数取值表

参数名称	符号	来源/方程式	取值	单位
止污点距离	X	至场地最近边界距离	1410	cm
纵向弥散度	α_x	R16：$\alpha_x=0.10X$	141	cm
横向弥散度	α_y	R17：$\alpha_y=\frac{\alpha_x}{3}$	47	cm
垂向弥散度	α_z	R18：$\alpha_z=\frac{\alpha_y}{20}$	7.05	cm
一阶降解常数	λ	化学性质	0.00096	d^{-1}
渗透系数	K	注水实验	0.92	cm/d
水力坡度	i	地下水等高线图	0.008	cm^3/cm^3
总孔隙度	θ_T	默认	0.43	
单位流量	U	R19：$\frac{k\cdot i}{\theta_T}$	0.01712	cm/d
源区水平宽度	S_w	污染羽图	1333	cm
源区竖向宽度	S_d	实验结果或钻孔测量	200	cm

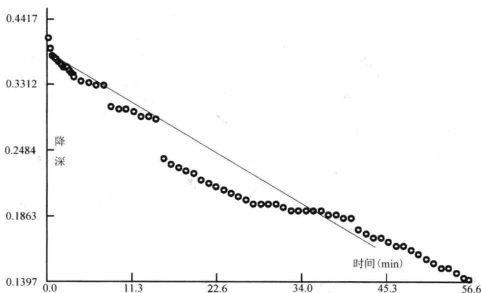


图 8-18 水位降深—时间过程线

表 8-9 淋滤因子方程参数取值表

参数名称	符号	来源/方程式	取值	单位
土壤的容重	ρ_s	经验值	1.5	g/cm^3
渗流区土壤单位体积含水量	θ_{ws}	经验值	0.3	cm^3/cm^3
土壤中有机碳含量	f_{oc}	实验室测定	0.0055	g/g
有机碳的分配系数	k_{oc}	化学性质	155	cm^3/g 或 L/kg
土壤水的吸附系数	k_s	R20：$k_s=k_{oc}\cdot f_{oc}$	0.8525	cm^3/g
亨利定律常数	H'	化学性质	0.754	cm^3/cm^3
渗流区土壤单位体积的空气含量	θ_{as}	经验值	0.13	cm^3/cm^3
渗透系数	K	注水实验	0.92	cm/d
水力坡度	i	地下水等高线图	0.008	cm/cm
地下水达西速度	U_{gw}	R24：$U_{gw}=k\cdot i$	2.6864	cm/y
地下水混合带厚度	δ_{gw}	经验值	200	cm
渗透速率	I	经验值	30	cm/y
平行风向/地下水流向的源区宽度	W	污染羽分布图	1621	cm

计算源头地下水 PCE 溶解浓度。

一是用 R14 方程（式 8-8）计算淋滤因子 LF_{sw}，其场地参数见表 8-9；

二是计算源头地下水 PCE 溶解浓度：

$$C_{gw}^{s} = LF_{sw} \cdot C_{soil} = 0.884802 \times 17.783 = 15.7344 \text{ mg/L}$$

式中：C_{soil}值来自 SB3－2 钻孔的分析结果。

计算源区土壤修复目标：

① 止污点处地下水修复目标 GW_{comp}=0.025 mg/L（Ⅱ类地下水的Ⅱ级标准）；

止污点位置近于财产边界的地下水下游 1410 cm 处。

② 用 R13 方程（式 8－10）计算源区地下水修复目标，

$$GW_{comp} = \frac{0.025}{4.56694E} - 11 = 5.5E + 08 \text{ mg/L}$$

以上值远大于水中的溶解度，因此用经验值 200 mg/L 代之，进行以下计算：

③ 用 R12 方程（式 8－9）计算源区土壤修复目标：

$$C_{p \cdot soil} = \frac{200}{0.8848015} = 226.039 \text{ mg/kg}$$

即为源区土壤Ⅱ级修复目标值。

使在止污点的地下水符合Ⅰ级目标。

（5）现场Ⅱ级风险评价

基于前面的计算，现场 PCE 的Ⅱ级风险水平的浓度标准为 226.04 mg/kg。实际存在的污染浓度仅为 17.783 mg/kg，低于Ⅱ级风险水平，因此现存的四氯乙烯污染可以继续留存原地，可不采取任何治理措施，因为污染物不会移往它处。为安全起见，限制使用当地地下水作为饮用水。

在此案例中，基于 ASTM RBCA 标准的风险性评估，它表明虽然现场受到四聚乙烯的污染，鉴于所测定的污染浓度低于当地的风险等级或Ⅱ级水平，而判定不存在环境风险。因此，基于以上标准进行的 ASTM RMCA 风险评估也可节省治理开支，并使人类健康和当地环境受到了合理的保护。

8.4 地下水环境的修复技术

8.4.1 修复目标

如前述章节讨论，Tier II 风险评价常常成为保护人类健康及其他环境敏感受体的工具。如果一个地区被污染，超过了 Tier II 指标，并且污染物进入土壤，被土壤吸收，进入地下水，随地下水流出，暴露于环境当中，此时就要在该地区进行特定的修复活动或者限制活动，从而达到 Tier II 的指标要求。下图为一个概化的苯污染区修复决策过程。

如图 8－19 中所示，Tier I 土壤指标中，地下水摄取土壤污染成分中苯的限度为 0.03 mg/kg，属于初始风险等级，即超过此值则开始进入风险范围，Tier II 水平对苯的控制浓度为 870×10^{-6} mg/L。如果任何一个污染区域的污染程度超过了 870×10^{-6} mg/L，就要采取措施使得将污染降低到 870×10^{-6} mg/L 以下，同时，如果一个地区的污染浓度没有达到 870×10^{-6} mg/L，就不需要采取任何修复行动。Tier II 风险水平通常作为是否进行修复活动的指标。根据以上框图思路则可更详细的制定土壤或地下水污染修复的决策过程框图（略）。

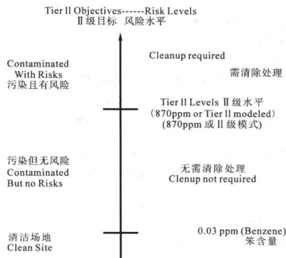


图 8－19 苯污染区修复决策图

8.4.2 修复方案制定及可行性研究

8.4.2.1 修复行动方案（RAP）

如果根据制定的决策过程对某地区进行修复，以达到 Tier II 控制指标，有必要制定一个修复行动方案，它包括以下内容：

① 一个概要的区域特征总结；

② 一份工人健康和安全的计划，废弃物质量监控、管理程序等，如果与计划存在差距，它们则影响修复对策；

③ 一份进行修复行动的许可证或者批准书；

④ 一份论证文件，关于修复工程如何能达到该地区的修复指标；

⑤ 有关实验室研究或者中试研究，或者其他数据收集，用于支持修复活动的协调结果；

⑥ 修复活动的设计和施工详规以及预期的效果；

⑦ 修复活动实施和维护详规，包括：

a. 一份包括开始和结束时期的所有修复活动计划的时间表；

b. 所有排泄物中管制物质的浓度和数量；

c. 排泄物的处置过程；

d. 一份监测、取样和区域检查的计划表；

⑧ 一份包括当地建筑位置、道路、物业边界、修复设备所处位置以及其他和修复活动信息相关的实地图件；

⑨ 一份监控修复活动、取样的媒体文档和相关参数的说明书；

⑩ 一份修复活动中使用的分析方法的说明书，以及相关的参考文献；

⑪ 一份技术路线说明书，证实可达到修复目标；

⑫ 一份修复前所需关注问题的说明书；

⑬ 一份为达到修复目标而列的必要附加条款。

除上述列举的技术要求外，一个修复计划往往需要评估3种以上的修复技术方法和这些方法各自的费用和修复效果，然后选择其中一种或者是联合方法，并给出该方法的详细方案和程序。

8.4.2.2　可行性研究

在整个修复行动开展之前，一些关于所选择的技术方法的可行性研究应该开展，用来测试它们的效果以及花费，这些研究通常叫做前期实验（中试）、室内模拟实验、或实施性研究。

室内模拟试验或实施性研究通常是在实验室开展，以评估所选择的某种方法实施后的效果。中试是在野外某小范围上的试验，以获取详细的设计标准，如有效半径、系统变化数据、化学反应等。如果室内模拟试验和中试研究成功的话，完整的修复方案就可以设计并实施，用来达到修复目标。

8.4.3　土壤和地下水的修复技术

8.4.3.1　自然衰减和自然生物降解

美国ASTM协会（E1943—98）把自然衰减定义为：由于自然地发生的物理、化学、生物作用，地下水中所关注的物质成分在质量和浓度上的减少，如生物降解、扩散、稀释、吸附和蒸发。

尽管如此，这个过程并不意味着不能进行任何的修复行动。美国环境保护署（US EPA）将可监控的自然衰减定义为：相对其他清污方法，在合理的时间段，依靠自然衰减过程（使监测场地的污物含量在受到严格监控条件下接近清洁）来达到特定污染区域的清污修复目标。自然衰减过程在修复方法中是可行的，包括在合适的条件下，没有人类干预的情况下，由各种物理、化学或者生物过程导致土壤或者地下水中污染物的含量、毒性、迁移性、体积或者浓度的减少。这种原位清污过程包括生物降解、扩散、稀释、吸附、蒸发、核辐射衰变、化学或生物固化、转移或污物消除。

美国环保署对“自然修复”的定义是，对于一个污染区，虽然没有实施净化工程，但经过一个特定时间段的监控，发现污染已自然降解，达到了修复目标。

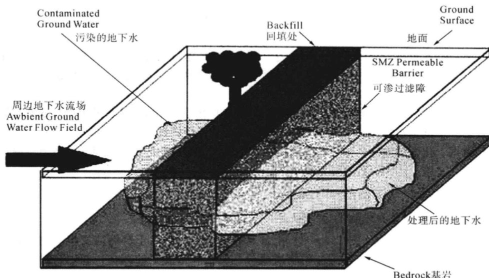
8.4.3.2　制度控制和工程屏障

污染源、环境受体、污染物从污染源到受体的接触路径是人类健康和地方环境污染的三大要素。如果接触路径被控制或切断，那么污染物则不会接触到受体，因此这种污染物在这个区域是安全的，没有进一步治理的必要。

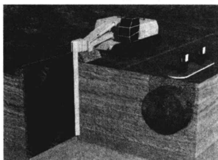
制度控制和工程屏障的目标就是切断污染接触路径或迁移通道。制度控制则是从法律上对土壤和地下水有潜在污染影响的地区进行限制，或立法禁止把地下水作为饮用水源。例如，由于芝加哥市有很长的工业制造业史，土壤和地下水在城市范围广泛被污染，结果芝加哥市通过了地下水法，禁止在城市区域内利用地下水作为水源供给。限制地下水使用则消除了地下水及土壤中的污染物向其他环境的迁移途径。

土壤摄取/吸附污物的途径也能通过使用工程屏障的方法进行控制。如现有的水泥

地板和沥青人行道等工程屏障，在达到某种要求后则能足够阻止地下污染蒸汽与人体接触，或隔离人类与污染的土壤/地下水接触。如法律规定在污染区域新建的购物中心要保持它的水泥地板及沥青人行道完好（图 8-20）。这些工程屏障（及其维护）与制度



(a) 地下可渗过滤装置减少污染物质的迁移



(b) 安装防渗墙隔离配汽站地下储藏罐的污物外泄



(c) 安装防渗塑料膜切断污染以保护水源和森林

图 8-20 隔离污染的工程屏障

控制的实施，都将严格限制本地段及相邻地段的土地财产的利用，而导致其价值贬值。因此，制度控制和工程屏障有可能不被接受，特别是相邻的财产牵涉其中时。

8.4.3.3 主动生物修复

生物降解是通过活体生物产生的生化酶分解有机物质如石油类碳水化合物的过程。活体有机物的自然成长只适于环境的被动修复，一般这些活体有机物的数量少，成长速

率低，非常缓慢才能达到修复目标，因此主动激化生物作用可能加速污物的降解（图 8－21）。对一些重要地段，美国已进行过此类工程活动（图 8－22）。

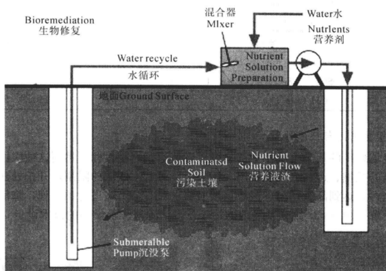


图 8－21　生物修复中的营养注入及水循环处理系统

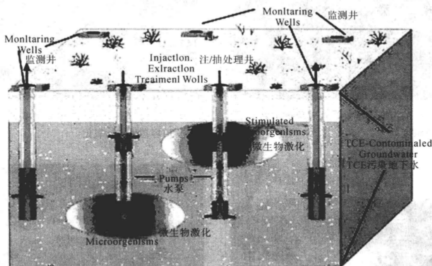


图 8－22　美国某空军基地、处理被三氯乙烯（TCE）污染地下水的一个生物修复系统

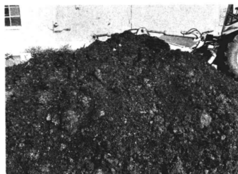
土壤和地下水的氧化还原电位（氧化还原作用），包括 pH 值、温度、含氧量、获得电子/给予电子浓度、分解物浓度（如二氧化碳），都可标示生物降解的过程。表 8－10 给出了生物降解过程的氧化还原电位，它是影响生物修复效果的重要参数。

表 8－10　生物降解过程的氧化还原电位范围值

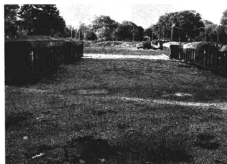
生物降解过程	化学反应过程	氧化还原电位（Eb in mV）
耗氧反应	$O_2+4e^-+4H^+ \rightarrow 2H_2O$	600 ～ 400
脱氮作用	$2NO_3^-+10e^-+12H^+ \rightarrow N_2+6H_2O$	500 ～ 200
四价锰的减少	$MnO_2+2e^-+4H^+ \rightarrow Mn^{2+}+2H_2O$	400 ～ 200
三价铁的减少	$Fe(OH)_3+e^-+3H^+ \rightarrow Fe^{2+}+3H_2O$	300 ～ 100
硫酸根减少	$SO_4^{2-}+8e^-+10H^+ \rightarrow H_2S+4H_2O$	0 ～－150
发酵作用	$2CH_2O \rightarrow CO_2+CH_4$	－150 ～－220

8.4.3.4　挖掘清除与技术处置

将垃圾填埋厂的污染土壤挖掘清除可以迅速达到修复目标。然而这项应用有很多限制，如很高的挖掘、运输、填埋费用，污染土壤可进入区域的限制，开挖处建筑物地基安全等。当污染达到高级别时，进行填埋前要求对污染土壤进行预处理，降低污染等级后再进行处置。图 8－23 则为某场地的污染挖掘清除过程及使用的技术设备。



（a）挖出的污染土壤要掺入氧化剂来降低污染浓度



（b）填埋前要将开挖出的污染土壤置于钢质容器里进行氧化



（c）抽出污染的地下水进行处理



（d）挖掘活动要在执法部门的监督下

图 8－23　地下污染土壤及被污染地下水的清除处理

8.4.3.5　化学氧化

氧化剂可减少污染物使其成为无害的，表 8－11 列出了一些普通的氧化剂。其中，臭氧可与土壤和地下水产生自由基，如 $OH+O_2$，或注入过氧化剂（$O_3+H_2O_2$）产生氢氧自由基。高锰酸钾（$KMnO_4$）或高锰酸钠（$NaMnO_4$）可以与溶剂四氯化碳（C_2Cl_4）反应生成无害的副产品。

表 8－11　普通氧化剂表

氧化剂	电位（V）
羟基（OH）	2.8
活性硫酸根（SO_4^{2-}）	2.6
臭氧（O_3）	2.07
过硫酸（S_2O_8）	2.01
过氧化氢（H_2O_2）	1.78
高锰酸（MnO_4^-）	1.68


$$4\ KMnO_4+3C_2Cl_4+4H_2O=6CO_2+4MnO_2+4K^++12\ Cl^-+8H^+$$


$$4\ NaMnO_4+3C_2Cl_4+4H_2O=6CO_2+4MnO_2+4Na^++12\ Cl^-+8H^+$$

如果四氯化碳（C_2C_{l4}）全部 100 ％被氧化，一般 C_2C_{l4} 与氧化剂（浓度为 100 ％高锰酸钾）的重量比为 1∶1.27，或者其（浓度为 40 ％ $NaMnO_4$）比值为 1∶2.86。表 8－12 列出的污染物，可被氧化剂有效氧化。

其化学氧化工程一般是采取系统布钻，然后向污染羽范围注入氧化剂，达到清除污染的目标。图 8－24 为现场化学氧化实验井结构图（根据约翰 D 帕弗里克），图 8－25 为现场平面布置图。

图 8－24 为一处理现场，通过现场各井取样分析可以得出各井注入臭氧/过氧化氢后的各种污染成分的降解测试结果，如 MW－1 井的苯含量可从（第 1 个月）1860 μg/L降至（第 5 个月）2.5 μg/L，也许第六个月含量可能适当回弹，但污染总体呈下降趋势，效果良好。

表 8－12　可被氧化剂有效氧化的污染物种类

氧化剂	污染物
过氧化氢/铁	铁三氯乙酸，四氯乙烯，三氯乙烯，二氯乙烷，氯乙烯，苯系物，氯化苯，酚，1，4－二氧六环，甲基叔丁基醚，总胆汁酸
臭氧	四氯乙烯，三氯乙烯，二氯乙烷，氯乙烯，苯系物，氯化苯，酚，甲基叔丁基醚，总胆汁酸
臭氧/过氧化氢	四氯乙烯，三氯乙烯，二氯乙烷，氯乙烯，苯系物，氯化苯，酚，1，4－二氧六环，甲基叔丁基醚，总胆汁酸
高锰酸盐	四氯乙烯，三氯乙烯，二氯乙烷，氯乙烯，苯系物，多环芳烃，酚类
活性钠	四氯乙烯，三氯乙烯，二氯乙烷，氯乙烯，苯系物，氯化苯，酚，1，4－二氧六环，甲基叔丁基醚，总胆汁酸

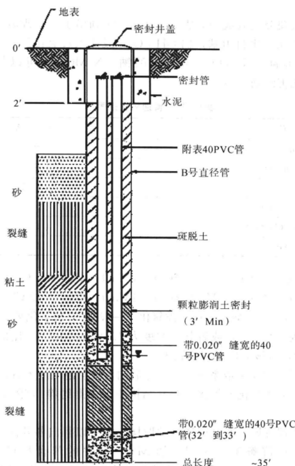


图 8－24　注水井设计

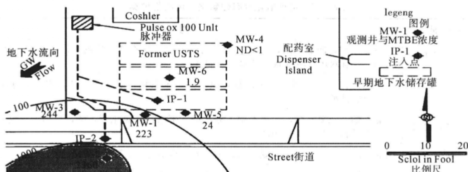


图 8－25　注水井和监测井位置

8.4.3.6　爆气法（AS）和土壤气相萃取（SVE）法

爆气法是向地下水中加入空气，以去除挥发性污染物和强化生物降解。挥发性污染物被气体泡从饱和带驱入到非饱和带，且拼入土壤气相萃取系统，然后污染物蒸气在非饱和带被萃取出来。另外，向土壤和地下水中注入空气则可通过增加细菌的营养物质从而增强生物降解作用。图 8－26 是爆气和蒸汽萃取体系的示意图。

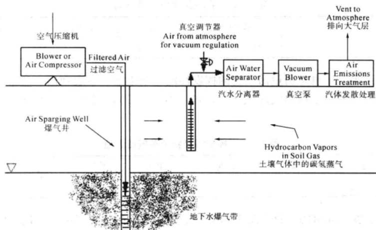


图 8－26　爆气（AS）及土壤气相萃取（SVE）系统

此污染处理法早在实行地下储油罐引起的土壤和地下水污染的环境治理法案时期就被引入美国。美国环保署发布的环评和实施指南中提倡此方法在环保行业广泛应用。

但其中有两个关键因素影响 AS－SVE 系统处理污染物的效果，它们是污染物的蒸气/溶解相分配和土壤的渗透性。

污染物的蒸气/溶解相分配：这一因素将决定当空气注入地下水时，地下水中的可溶污染物能否迅速转化为蒸气。它取决于污染物的化学性质，如亨利常数、化合物组成和沸点、蒸气压、污染浓度等。

亨利常数：亨利定律认为，平衡条件下理想气体和溶液，某化学组份的气相分压与溶解相的浓度之比是个常数。

$$P_a = H_a \cdot X_a$$

式中：P_a——某组份在空气中的压力，Pa；

H_a——亨利定律常数，Pa；

X_a——溶液浓度，摩尔分数。

表 8－13 列出一些常见的亨利常数。

表 8－13　不同污染成分的亨利常数值

污染成分	四乙基铅	二甲苯	甲苯	苯	萘	二溴乙烯	甲基丁醚
亨利常数	4700	359	266	230	72	34	27

如果亨利常数高，说明该组份很容易从液相转化为气相。如果亨利定律常数大于100个大气压，可考虑用爆气法来清除地下水中的污染物。

组成和沸点：组成、沸点往往可以指示该元素的挥发性。表8－14列出一些常见的石油产品的沸点。一般情况下，当沸点高于250摄氏度，爆气法可用来处理地下水的污染物。

表8－14　挥发污染物的沸点值

化合物	汽油	煤油	柴油	取暖油	润滑油
沸点℃	40～225	180～300	200～338	＞275	不确定

蒸气压：蒸气压也是衡量污染物的挥发性的一个因素。下表列出一些常见污染物的蒸气压。如果一种污染物蒸汽压大于16.6612Pa（20℃），可用爆气法处理地下水中可溶性污染物。

表8－15　挥发污染物的蒸气压力值

污染成分	甲基丁醚	苯	二溴乙烯	二甲苯	甲苯	萘	四乙基铅
蒸气压	245	76	11	7	6	0.5	0.2

污染物浓度：如果污染物在地下水中处于游离态、爆气法可能不适用，因为爆气可能会使地下水局部涌起而使污染扩散。另一方面，还可能使一些残余的污染物不能从地下水中清除。

土壤渗透性：土壤渗透性也是决定爆气－萃取（AS－SVE）系统效力的一个关键因素。而这又取决于渗透率（又称固有渗透系数），土壤结构和分层，和溶于地下水的铁元素浓度：

渗透率（固有渗透系数）：渗透系数可从抽水实验得出，然后渗透率可以由下式计算：

$$k = K \cdot (\frac{v}{d} \cdot g) \tag{8-11}$$

式中：k ——渗透率，cm^2；

K ——渗透系数，cm/s；

v ——水粘滞度，mg/cm·s；

d ——水密度，g/cm^3；

g ——重力加速度，cm/s^2。

表8－16列出了爆气效果的k值范围。

表8－16　不同渗透率下的爆气效果

渗透率k	$k \geqslant 10^{-9}$	$10^{-9} \geqslant k \geqslant 10^{-10}$	$k < 10^{-10}$
爆气效果	效果一般	可能有效，需进一步评估	效果不明显到无效

土壤结构和分层：土壤类型和特性也是影响 AS－SVE 系统处理效果的重要因素。一般情况下，细粒土层很难使用 AS－SVE 法，而非均匀介质虽存在一些原生空气通道，但它却限制空气流向致密地层。AS－SVE 系统也不适合于承压含水层。

溶解在地下水中的铁浓度：溶解在地下水中的二价铁（Fe^{2+}），可能会大大减少 AS－SVE 系统中土壤渗透性。地下水中溶解铁离子与空气中的氧气发生氧化，形成不溶性氧化铁（Fe^{3+}）而沉淀，阻塞的孔隙空间，甚至可能会完全堵塞爆气系统的通气栅而要安装一个新的井来取代它。表 8－17 列出了一系列影响 AS－SVE 系统效力的溶解性铁离子。

表 8－17　溶解性铁对爆气效果的影响

Fe^{2+}（mg/L）	$Fe^{2+}<10$	$10\leqslant Fe^{2+}\leqslant 20$	$Fe^{2+}>20$
爆气效果	效果显著	爆气井需定期检测、也许定期更换	不推荐爆气法

8.4.3.7　地下水污染的“抽洗—处理”法

被污染的地下水可以用一套设计良好的水井抽出然后采用其他的设备进行处理，把水中污染物去除。这项技术已用于早期的地下水环境工程。如图 8－27 是一个“抽洗—处理”地下水污染物系统的示意图。

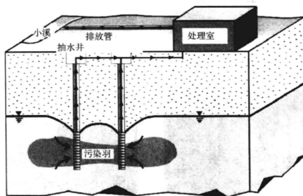
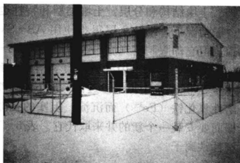


图 8－27　地下水修复的抽洗—处理系统

然而，利用抽洗—处理系统清除地下水中的污染物是非常昂贵的和缓慢的现场修复方法。如抽洗—处理氰化物污染的地下水。图 8－28 为美国“抽洗—处理”系统的现场设施与建筑。



(a) 抽水井



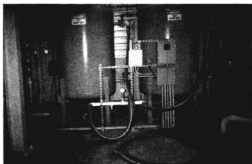
(b) 位于美国威斯康星州、地下水“抽洗—处理”系统的建筑



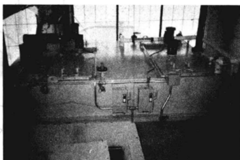
(c) 储罐储存受污染的地下水



(d) 处理污染地下水的控制系统



(e) 预处理设施



(f) 加压过滤系统，以去除污染物

图 8－28 地下水的抽洗处理系统

以上地下水污染环境治理工程虽然主要针对小范围的孔隙含水体系（土壤含水体），但其原理完全可以推广至大范围的各种基岩含水系统。但其研究的难度更大，采用的技术更复杂，需要的花费更昂贵，因而保护地下水资源显得尤为重要，尽量避免污染地下水环境，尽量不走地下水“先污染后治理”的道路。

主要参考文献

1. 杨成田，等. 专门水文地质学［M］. 北京：地质出版社，1981
2. 徐恒力，万新南等. 水资源开发与保护［M］. 北京：地质出版社，2001.
3. 房佩贤等. 专门水文地质学［M］. 北京：地质出版社，1987.
4. 曹剑峰等. 专门水文地质学（第三版）［M］. 北京：科学出版社，2006.
5. 林学钰等. 现代水文地质学［M］. 北京：地质出版社，2005.
6. 田大伦，康文星，等. 杉木林生态系统学［M］. 北京：科学出版社 2003.
7. 陈家琦，王浩，等. 水资源学［M］. 北京：科学出版社 2002.
8. 裴铁璠，于系民，等. 生态动力学［M］. 北京：科学出版社 2001.
9. 黄真理，李锦秀等. 中国环境水力学［M］. 北京：中国水利水电出版社，2002.
10. C. W. Fetter，Applied Hydrogeology，4th Edition，USA，by Prentice－Hall，Inc，2001.
11. Charles R. Fitts Groundwater Science，California，USA，by Elsevier Science Ltd. 2002.
12. R. Allan Freeze/ John A. Cherry Groundwater，New Jersey，USA，by Prentice－Hall. Inc，1979.
13. Paul F. Hudak. Principles of Hydrogeology，Second Edition，USA. by CRC Press LLC，2000.
14. Willis D. Weight & John L. Sonderegger. Manual of Applied Field Hydrogeology［M］. USA，McGraw-Hill，2000.
15. David M. Nielsen & Gillian Nielsen［M］. The Essential Handbook of Ground-Water Sampling［M］. USA，CRC Press. 2006.
16. Broder J. Merkel，Brtta Planner-Friedrich，& Darrell K. Nordstrom. Groundwater Geochemistry［M］. USA A Practical Guide to Modeling of Natural and Contaminated Aquatic Systems，Springger，2nd edition. 2008.
17. H. F. Stroo & C. H. Ward. In Situ Bioremediation of Perchlorate in Groundwater［M］. Springer New York. 2009.
18. 黄锡荃. 水文学［M］. 北京：高等教育出版社，1985.
19. 周维博等. 地下水利用［M］. 北京：水利电力出版社，2007.
20. 李世忠等. 北京：地下水资源控制与管理. 1991.
21. 杨杰等著. 井中测流技术［M］. 成都：四川科学技术出版社，1993.

22. 籍传茂等著. 地下水资源的可持续利用 [M]. 北京：地质出版社，1999.
23. 赵明阶等. 边坡工程处治技术 [M]. 北京：人民交通出版社，2003.
24. 中国环境管理体系认证指导委员会办公室. 环境管理体系审核员培训教材 [M]. 北京：航空工业出版社，1997.
25. 何俊仕. 水资源规划及管理 [M]. 北京：中国农业出版社，2006.
26. 黄晓荣等著. 流域水资源规划关键技术理论与实践 [M]. 河南：黄河水利出版社，2007.
27. 谢晓康. 水资源问题与区域研究 [M]. 北京：地质出版社，2007.
28. 卲爱军等著. 煤矿地下水与底板突水 [M]. 北京：地震出版社，2001.
29. 中国地质调查局、中国地质科学院岩溶地质研究所. 中国西南地区岩溶地下水资源开发与利用 [M]. 北京：地质出版社，2006.
30. 王宇. 岩溶找水与开发技术研究 [M]. 北京：地质出版社，2007.
31. 叶文虎，栾胜基. 环境质量评价学 [M]. 北京：高等教育出版社，1994.
32. 赵毅. 环境质量评价 [M]. 北京：中国电力出版社，1997.
33. Nath. B. 环境管理 [M]. 北京：中国环境科学出版社，1996.
34. 段永候，罗元华，等. 中国地质灾害 [M]. 北京：中国建筑工业出版社，1993.
35. Chunmiao Zheng，Gordon D. bennentt. Applied Contaminant Transport Modeling [M]. USA，A division of International Thomson Publishing Inc.，1995.
36. 王大纯，等. 水文地质学基础 [M]. 地质出版社，1986.
37. 程声通，陈毓龄. 环境系统分析 [M]. 北京：高等教育出版社，1991.
38. C. A. Peznikov，万新南，等. 成都龙泉湖近代沉积污染的地球化学研究 [J]. 成都理工学院学报，1994.
39. 万新南，等. 确定型模糊联立水质评判法 [J]. 成都理工学院学报，1991.
40. 万新南，等. 元素迁移的生态环境链效应 [J]. 城乡生态环境，Vol. 18 No3. 4. 1996.
41. 飞思研发中心. Matlab 6.5 辅助神经网络分析与设计 [M]. 北京：电子工业出版社，2003.
42. E. 布赖恩特著. 刘东生，等编译. 气候过程和气候变化 [M]. 北京：科学出版社，2004.
43. 万新南，杨武年等. 生态水与生态水层的概念与意义 [J]. 地球科学进展，科学出版社，Vol24，2004.
44. Nicholas P. Cheremisinoff. Groundwater Remediation and Treatment Technologies，USA，Williams Andrew. 1999.
45. Jacques W. Delleur. The Handbook of Groundwater Engineering，Second Edition，USA，CRC Press. 2006.
46. Evan K. Nyer. Groundwater Treatment Technology，USA，Wiley. 2009.
47. 万新南，等编著. Geology，Environment & Civil Engineering [M]. 成都：

电子科技大学出版社，2003.

48. Carla. W. Montgomery. Environmental Geology，5th [M]. USA，1998.

49. Edward A. Keller. Environmental Geology，7th ed [M]. New Jersey，USA，Macmillan Pbulishing Company 1992.

50. Plummer，McGeary，& Carlson. Physical Geology，8th Ed [M]. USA，McGraw-Hill 1999.

51. Frank Press & Raymond Siever. Understanding Earth，3th Ed [M]. New York USA，W. H：Freeman and Company，2002.

52. 覃小群. 广西岩溶区地下水分布特征与开发利用 [J]. 水文地质工程地质 vol. 6，2007.